P 60 C3

MÉMOIRES
DU
MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE

NOUVELLE SÉRIE

Série C, Sciences de la Terre
TOME XXIV
FASCICULE UNIQUE

L. LECLAIRE

LA SÉDIMENTATION HOLOCÈNE SUR LE VERSANT MÉRIDIONAL DU BASSIN ALGÉRO-BALÉARES
(Précontinent Algérien)

PARIS
ÉDITIONS DU MUSÉUM
38, rue Geoffroy-Saint-Hilaire (V^e^)

1972

BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

MÉMOIRES

DU

MUSEUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE

NOUVELLE SÉRIE

Série C, Sciences de la Terre
TOME XXIV
FASCICULE UNIQUE

L. LECLAIRE

LA SÉDIMENTATION HOLOCÈNE SUR LE VERSANT MÉRIDIONAL DU BASSIN ALGÉRO-BALÉARES

(Précontinent Algérien)

PARIS
38, rue Geoffroy-Saint-Hilaire (V^e^)
ÉDITIONS DU MUSÉUM

1972

BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source : MNHN, Paris

© Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 1972.

Source : MNHN, Paris

SOMMAIRE

AVANT-PROPOS 13

RÉSUMÉ GÉNÉRAL 15

INTRODUCTION GÉNÉRALE 19

Chapitre I

MÉTHODOLOGIE

A. Méthodes et techniques a la mer 23

1. *Sur le plateau continental* 26
a) Techniques hauturières 26
b) Techniques d'études littorales 27
2. *Sur la pente continentale et dans la plaine abyssale* 27

B. Méthodes et techniques de laboratoire 28

I — Les méthodes sédimentologiques 28
1. *L'analyse dimensionnelle* 28
a) La granulométrie des sables 28
b) Analyses dimensionnelles des boues et des vases 30
2. *Détermination de la teneur en eau* 32
3. *La calcimétrie* 33
a) Technique opératoire et matériel utilisé 33
b) Exploitation des données issues des analyses granulométriques et calcimétriques. 33
4. *Les analyses minéralogiques* 36
a) Etude des minéraux des sables 36
b) Etude des minéraux des argiles 37
5. *Analyses morphoscopiques et morphométriques* 37
6. *Observations au microscope électronique à balayage « Stéréoscan »* 38
7. *Etude de la texture des sédiments des carottes en lames minces* 39
8. *Stratigraphie des dépôts récents par l'étude des thanatocénoses de Foraminifères* 42

II — Les méthodes géochimiques 43
1. *Dosage de la matière organique* 43
a) Dosage du carbone organique 43
b) Dosage de l'azote 44
c) Le rapport C/N 44

Source : MNHN, Paris

2. *Analyse du soufre et des sulfures* 45
a) Dosage des monosulfures 45
b) Dosage de la pyrite 45
3. *Analyse de l'état du fer soluble dans CLH étendu à chaud* 46

III — Méthodes annexes 48
1. *Les méthodes statistiques de traitement des données* 48
a) Dispersion d'une valeur caractéristique à l'échelle locale ou régionale 48
b) Recherche de corrélation empirique entre deux variables 48
2. *Cartographie des faciès : cartes sédimentologiques* 48

Conclusions 49

Chapitre II

LE CADRE GÉOMORPHOLOGIQUE DU PRÉCONTINENT ALGÉRIEN

A. Description morphologique de la marge continentale algérienne 52

I — Le précontinent algérien dans son cadre méditerranéen 52

II. — La marge continentale algérienne et ses confins marocains et tunisiens 54

III — Le plateau continental algérien et ses limites marocaines et tunisiennes 60
1. *Présentation des cartes topographiques. Les données bathymétriques utilisées* 60
2. *Morphologie du Plateau continental* 62
a) En Oranie 62
b) Dans l'Algérois 63
c) En bordure du Constantinois 64

B. Esquisse géologique du littoral et aperçu sur le diastrophisme néogène et quaternaire. 68

I — Esquisse géologique et orographie littorale 68

II — Aperçu sur le diastrophisme néogène et quaternaire de la zone côtière 70

C. Essai d'interprétation géomorphologique de la marge continentale algérienne 75

I — Les bordures oranaises 76

II. — La bordure algéroise 78

III — Les bordures constantinoises 81
I. *Le Golfe de Bougie et la Baie de Djidjelli* 81
2. *La presqu'île du Cap Bougarouni et le Golfe de Philippeville* 82
3. *Le Golfe de Bône, le Plateau de La Galite, les confins algéro-tunisiens* 86

Conclusions 88

Source : MNHN, Paris

Chapitre III

NATURE ET RÉPARTITION DES SÉDIMENTS SUR LE PLATEAU CONTINENTAL ALGÉRIEN

A. Les régions constantinoises du Plateau continental 93

I — La région du Golfe de Bône au Plateau de La Galite 93

1. *Description et répartition des différents sédiments* 93

a) Les sédiments calcaires 93
b) Les sédiments siliceux 97
c) Les sédiments argileux 102

2. *Constitution des phases minérales majeures* 103

a) Le calcaire 103
b) La silice et la fraction siliceuse 106
c) Les argiles 117

3. *Aperçu sur quelques constituants mineurs des sédiments pélitiques* 118

a) La matière organique 119
b) Les sulfures 119
c) Le fer et les complexes ferrugineux 121

4. *Quelques indices sur la nature du substratum* 123

II — La région du Golfe de Philippeville 126

1. *Description et répartition des principaux sédiments* 126

a) Les sédiments calcaires 126
b) Les sédiments siliceux 127
c) Les sédiments argileux 132

2. *Constitution des phases minérales majeures* 133

a) Le calcaire 133
b) La silice et la fraction siliceuse 135
c) Les argiles 142

3. *Aperçu sur quelques constituants mineurs des sédiments pélitiques* 143

a) La matière organique 143
ab) Les sulfures 145
c) Le fer et les complexes ferrugineux 145

4. *Quelques indices sur la nature du substratum à l'affleurement ou sous-jacent* 148

III — La région kabyle 149

1. *Description et répartition des principaux sédiments* 150

a) Les sédiments calcaires 150
b) Les sédiments siliceux 153
c) Les sédiments argileux 155

2. *Constitution des phases minérales majeures* 156

a) Le calcaire 156
b) La silice et la fraction siliceuse 158
c) Les argiles 168

3. *Aperçu sur quelques constituants mineurs des sédiments pélitiques* 169

a) La matière organique 169
b) Les sulfures 173
c) Le fer et les complexes ferrugineux 175

4. *Quelques indices sur la nature du substratum à l'affleurement ou sous-jacent* 176

Source : MNHN, Paris

B. Le plateau continental algérois 180

La Baie d'Alger, les Baies de Castiglione et Courbet-Marine 180

1. *Description et répartition des différents sédiments* 180
a) Les sédiments calcaires 180
b) Les sédiments siliceux 183
c) Les sédiments argileux 185

2. *Constitution des phases minérales majeures* 187
a) Le calcaire 187
b) La fraction siliceuse 190
c) Les argiles 196

3. *Aperçu sur quelques constituants mineurs des sédiments pélitiques* 197
a) La matière organique 197
b) Les sulfures 197
c) Le fer et les complexes ferruginenx 202

4. *Quelques indices sur la nature du substratum à l'affleurement* 202

C. La région oranaise du Plateau continental 205

I — La région oranaise : les Golfes d'Arzew et d'Oran 205

1. *Description et répartition des principaux sédiments* 206
a) Les sédiments calcaires 206
b) Les sédiments siliceux 210
c) Les sédiments argileux 212

2. *Constitution des phases minérales majeures* 214
a) Le calcaire 214
b) La silice et la fraction siliceuse 217
c) Les argiles 221

3. *Aperçu sur les constituants mineurs des sédiments pélitiques* 226
a) La matière organique 226
b) Les sulfures 228
c) Le fer et les complexes ferrugineux 228

4. *Quelques indices sur la nature du substratum à l'affleurement* 229

II — La région du Golfe de Nemours 232

1. *Description et répartition des principaux sédiments* 232
a) Les sédiments calcaires 232
b) Les sédiments siliceux 235
c) Les sédiments argileux 236

2. *Nature des constituants majeurs* 237
a) Le calcaire 237
b) La fraction siliceuse 238
c) Les argiles 240

3. *Aperçu sur quelques constituants mineurs des sédiments pélitiques* 240
a) La matière organique 240
b) Les sulfures 243
c) Le fer et les complexes ferrugineux 243

Nature de la couverture sédimentaire du Plateau continental algérien. Distribution des sédiments. Conclusions 245

Source : MNHN, Paris

Chapitre IV

APERÇU DE LA NATURE ET DE LA RÉPARTITION DES SÉDIMENTS SUR LA PENTE CONTINENTALE ALGÉRIENNE ET AUX ABORDS DE LA PLAINE ABYSSALE

A. Sédimentation sur la pente continentale algérienne et sur les abords de la plaine abyssale 250

I — Les sédiments de la bordure sous-marine constantinoise 250

1. *Les abords du Massif de l'Edough* 250
   a) Les sédiments de la carotte CT_{11} 250
   b) Les sédiments de la carotte CT_{12} 256

2. *Le fronton du Massif de Collo* 258
   a) Le carottage CT_{10} 258
   b) Le carottage $CT_{10\ bis}$ 258
   c) Les sédiments de la carotte CT_8 259
   d) Les sédiments de la carotte CT_9 264

3. *Les contreforts sous-marins de la Grande Kabylie (au large de Tighzirt)* 267
   a) Les sédiments de la carotte CT_7 267
   b) Les sédiments des carottes CT_5 et CT_6 273
   c) Les sédiments de la carotte CT_4 274

II — Les sédiments de la pente continentale algéroise et des abords du Massif des Beni Menacer. 278

1. *Dans le canyon de Courbet-Marine* 278
   a) Les sédiments de la carotte C_3 Geomed I 278
   b) Les sédiments de la carotte C_4 Geomed I 284

2. *Les sédiments des abords du Massif de la Bouzaréa* 287
   Les sédiments du dragage DT_{11} 287

3. *Les travaux antérieurs sur la Pente continentale algéroise* 287
   a) Un dragage de R. Dieuzeide 287
   b) Les carottages effectués au cours de la « Swedish Deep Sea Expedition » 288

4. *Nature des sédiments entre Ténès et Gouraya* 289
   a) Le dragage DT_3 289
   b) Le dragage DT_4 289
   c) Le dragage DT_5 289
   d) Le dragage DT_8 290
   e) Le dragage DT_9 290
   f) Le dragage DT_{10} 291
   g) Le carottage CT_1 292
   b) Le carottage CT_2 294

III — Bref aperçu sur la Pente continentale oranaise 296
   a) Le dragage DT_7 296
   b) Le dragage DT_6 297
   c) Le carottage C_2 Géomed I 297
   d) Les travaux antérieurs 298

IV — Vue d'ensemble sur la sédimentation au niveau de la Pente continentale algérienne 298

B. Quelques aspects de la sédimentation sur la bordure septentrionale du Bassin Algéro-Baléares 300

I — Sur la Pente continentale au large du Cap Palos 300
   a) Les sédiments du dragage DT_1 300
   b) Les sédiments du dragage DT_2 301

Source : MNHN, Paris

II — Sur les abords sous-marins du sud des Iles Baléares 301
a) Les dragages du Banc de l'« Emile Bandot » 301
b) La carotte CT_3 302
c) Les travaux antérieurs 305

C. Quelques aspects de la sédimentation dans la plaine abyssale des Bassins Algéro-Baléares et Provençal 306

I — Un exemple de la sédimentation dans la plaine abyssale du Bassin Provençal 306
a) Composition des sédiments de la carotte C_1 Géomed I 306
b) Biostratigraphie 310

II — Quelques données sur la sédimentation dans la plaine abyssale du Bassin Algéro-Baléares extraites de travaux antérieurs 312

D. La sédimentation sur la Pente continentale algérienne (bordure méridionale du Bassin Algéro-Baléares). Conclusions 314

Chapitre V

LA GENÈSE DES SÉDIMENTS SUR LA BORDURE SUD DU BASSIN ALGÉRO-BALÉARES INTERPRÉTATIONS ET DISCUSSION

A. Données relatives aux conditions de sédimentation sur la bordure sous-marine algérienne et dans le Bassin Algéro-Baléares 320

I — Les conditions actuelles 320
1. *Quelques chiffres concernant les apports de matériaux* 320
a) Les apports biogènes marins 320
b) Les apports terrigènes 321
2. *Facteurs dynamiques de la répartition et de l'évolution des apports* 324
a) Sur le Plateau continental 324
b) Sur la Pente continentale et dans la Plaine abyssale adjacente 335
c) Facteurs dynamiques et diagenèse précoce 338

II — Quelques données ou hypothèses sur les conditions de sédimentation pendant le Quaternaire récent 339
1. *Les conditions climatiques et les apports* 339
2. *Les conditions de sédimentation sur le Plateau continental* 340
3. *Les conditions de sédimentation sur la Pente continentale et dans la Plaine abyssale* .. 341

B. Origine des sédiments et répartition des principaux faciès 343

I — Origine des principaux constituants 343
1. *Le calcaire* 343
a) Le calcaire dans les sables et dans les vases 343
b) Le calcaire dans les boues 343
2. *Les argiles* 348
3. *Les sables et sablons siliceux* 350
a) Les sables et sablons de la bordure littorale 350
b) Les sablons de la Plaine abyssale 355

Source : MNHN, Paris

4. *La matière organique* 355
a) Dans les sédiments pélitiques du Plateau continental 355
b) Dans les sédiments de la Pente continentale et du Bassin algéro-baléares 359
5. *Hydroxydes et sulfures de fer néoformés. Le fer dans les sédiments* 360

II — La répartition des sédiments 364
1. *Sur le Plateau continental* 364
a) Les principaux faciès et leur origine 364
b) La répartition de ces faciès 367
2. *Sur la Pente continentale et dans le Bassin algéro-baléares* 369

C. Zonation des carottes, corrélations stratigraphiques et taux de sédimentation dans le Bassin algéro-baléares 370

Conclusions générales

LA SÉDIMENTATION HOLOCÈNE SUR LA BORDURE MÉRIDIONALE DU BASSIN ALGÉRO-BALÉARES

I. *La nature des sédiments* 375
II. *La répartition des sédiments* 377
III. *La sédimentation actuelle et l'exploitation de la mer* 379
IV. *Sédimentation, morphologie et diastrophisme* 380
V. *Le Bassin algéro-baléares et les bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie* 381

ANNEXE 393

Planches xiii a xxii

Cartes de localisation des prélèvements

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

AVANT-PROPOS

« Il n'est pas possible de préciser actuellement quelle a été l'évolution de notre planète sans entreprendre un levé topographique et géologique de plus en plus complet du fond des mers ».
J. Bourcart, 1964. — La connaissance des profondeurs océaniques. SEDES, Paris, p. 209.

La renaissance de la théorie de Wegener, *la découverte de l'expansion des fonds océaniques, la théorie des plaques indéformables sont autant de faits qui, au cours des dernières années, ont montré la justesse de cette pensée de* J. Bourcart.

Lorsque, au fur et à mesure de l'avancement de mon travail sur la sédimentation au niveau de la bordure méridionale du bassin algéro-baléares, j'ai pris conscience du développement accéléré de la connaissance du fond des mers, j'ai mesuré en même temps les difficultés de tous ordres à vaincre pour apporter ma contribution, si modeste soit-elle, dans une discipline de la Géologie en pleine expansion : la Géologie marine.

J'ai pu aussi, par la suite, apprécier toute la chance qui m'a été donnée de participer un tant soit peu aux recherches dans un tel domaine. Cette chance, je la dois principalement à MM. R. Laffitte, A. Rosfelder *et* G. Bétier.

En me permettant de suivre son enseignement dans le cadre du troisième cycle de Géologie régionale et appliquée et de pétrographie sédimentaire, alors qu'à l'issue du C.A.P.E.S. en 1959, j'étais nommé Professeur stagiaire à Alger et que par conséquent ma carrière était toute tracée, Monsieur le Doyen Laffitte *a éveillé en moi le goût de la Géologie. J'ai désiré dès lors aller plus loin dans la voie de la recherche. J'ai trouvé à cet égard et en toute circonstance auprès de Monsieur le Professeur* Laffitte *beaucoup de compréhension et d'encouragements. Qu'il en soit très vivement remercié.*

Suivant ses conseils et à la suite de ses recommandations je fis la connaissance de A. Rosfelder, *l'un des pionniers de la Géologie marine en Algérie, qui venait de jeter les bases d'un laboratoire : le Centre de Géologie Marine et de Sédimentologie (C.G.M.S.) sous l'égide de* MM. G. Bétier *et* R. Laffitte. *Pendant l'été 1960,* A. Rosfelder *me confiait la responsabilité de ma première mission de prospection sédimentologique du plateau continental algérien, à bord du chalutier de recherches « Louis Boutan » et me permettait ainsi de rassembler de nombreux échantillons dont l'étude d'une partie allait déboucher sur une thèse de troisième cycle. Qu'il trouve à ce titre et pour tous les conseils qu'il m'a prodigués l'expression de ma sincère reconnaissance.*

La poursuite de ces premiers travaux de recherche n'eut pas été possible sans une nouvelle intervention de M. Laffitte *dans le déroulement de ma carrière. En effet, au terme d'une année d'enseignement dans un Lycée de Sidi Bel Abbès, alors que je venais d'être nommé à Alger, il m'arrachait à l'Enseignement secondaire en m'appelant comme assistant dans son laboratoire. Ce faisant, il me permettait de m'orienter définitivement vers la recherche tout en me donnant la passibilité de pratiquer mon métier d'enseignant. Depuis lors, il n'a jamais cessé de me guider en me laissant en toute circonstance une très grande liberté intellectuelle. En définitive,* M. Laffitte *a donc joué un grand rôle dans lo conception et la réalisation de ce mémoire qui est autant son œuvre que la mienne. Je voudrais qu'il y trouve le témoignage de ma profonde gratitude.*

Au cours de cette nouvelle période, par ailleurs fort troublée, je me vis confier le secrétariat général du C.G.M.S. Dès lors, j'ai eu l'occasion d'entrer en contact avec Monsieur l'Ingénieur Général des Mines G. Bétier *directeur du Service des Mines et de la Carte géologique d'Algérie, Président du C.G.M.S. J'ai tout de suite apprécié l'infinie patience et la grande bienveillance avec lesquelles il m'a conseillé, m'aidant constamment à rassembler une partie des moyens nécessaires à l'exécution de ce travail à la faveur de travaux appliqués sur le littoral et le plateau continental algérien. Il a, en outre,*

Source : MNHN, Paris

suivi attentivement l'élaboration de ce mémoire. Ses remarques concernant aussi bien la forme que le fond m'ont été très profitables. Pour tout ceci, je lui exprime ici très respectueusement toute ma reconnaissance.

Quant au terme d'une année de coopération à la Faculté des Sciences d'Alger en qualité de Maître-Assistant, je fus rattaché administrativement à la Faculté des Sciences de Paris, M. le Professeur JUNG *voulut bien m'accueillir comme assistant dans son laboratoire. Sa gentillesse et sa grande compréhension furent pour moi d'un grand réconfort; je lui adresse ici, très respectueusement, mes sincères remerciements.*

Je ne saurais oublier que je fus présenté à M. JUNG *par M. le Professeur* LUCAS. *J'eus alors la joie de voir nas relations antérieures, nécessairement et malheureusement trop épisodiques, se transformer en rapports de maître à élève car* M. LUCAS *accepta de devenir mon directeur scientifique. Depuis lors, même après mon détachement au C.N.R.S. qui m'a permis de revenir auprès de* M. LAFFITTE, *il n'a cessé de suivre de très près tous mes travaux. La pertinence de ses conseils et remarques n'a eu d'égal que sa bienveillance. La confionce qu'il me témoigne en acceptant la présidence de mon Jury de thèse m'honore grandement. Je suis heureux qu'il me soit donné ici, de lui exprimer ma reconnaissance et ma profonde gratitude.*

Qu'il me soit permis aussi d'honorer la mémoire de Monsieur le Professeur P. PRUVOST *qui, au cours de mon passage au laboratoire de Céologie historique, n'a pas manqué, à l'occasion de ses visites, de s'enquérir de l'avancement de mes travaux et dont les conseils furent toujours très judicieux.*

Mes plus vifs remerciements vont aussi à mes professeurs d'Alger : MM. P. DELEAU, J. EMBERGER, P. CIRAUD, Y. COURINARO.

Je n'oublierai pas tous les membres du Conseil d'Administration du C.C.M.S. de la part de qui j'ai toujours reçu un accueil bienveillant et notamment MM. BROCHET, *Ingénieur Général des P. et C., ancien directeur du port d'Alger,* SAIX, *Administrateur Général de l'Inscription maritime,* DAVID, RAUO, THEVENIN. MM. BOURGOIN, *Ingénieur en chef du Service Hydrographique,* FEVE, *Ingénieur en chef des Ponts-et-Chaussées,* MICHEL, *m'ont souvent apporté de diverses manières leur aide efficace.* M. DELAUZE, *Président Directeur Général de la C.O.M.E.X. m'a guidé dans mes débuts au C.G.M.S. Qu'ils soient tous ici bien vivement remerciés. Je suis aussi très reconnaissant à* Ph. BOUTSSE *de m'avoir apporté une aide précieuse au cours de diverses missions d'échantillonnage.*

Ma reconnaissance va aussi à M. FURNESTIN, *directeur de l'I.S.T.P.M. grâce à qui j'ai pu utiliser le « Louis Boutan » et qui m'a accueilli à bord du navire océanagraphique « La Thalassa ». Je lui dois 13 des carottes profondes que j'ai étudiées. L'aide cordiale du Commandant* BRENOT *et de* M. AUDOIN *me fut des plus précieuses. Je les en remercie.*

M. le Professeur L. GLANCEAUO *est intervenu directement dans l'orientation de ce travail, d'abord en m'accueillant à bord du navire « Jean Charcot » pendant la campagne « Céomède 1 » et en me confiont l'étude de trois grandes carottes et ensuite, au cours d'exposés et de discussions très animés. Qu'il en soit ici bien vivement remercié.*

Mes remerciements vont aussi à M. le Professeur FAURE *qui a bien voulu faire partie de mon Jury de thèse et à* D. J. STANLEY, *Supervisor et Curator de la division de Sédimentologie à la Smithsonion Institution, Professeur de Géologie à l'Université de l'Illinais qui m'a fait l'honneur d'accepter de juger ce travail.*

A tous ceux qui m'ont aidé dans l'étude de mes échantillons ou dons la réalisation de ce mémoire, je dois le témoignage de ma reconnaissance et notamment à Mme LE CALVEZ, MM. DUMAS *et* PARFENOFF *du B.R.G.M.,* M. H. BENAMANI *(Faculté des Sciences d'Alger),* Mlle BEN SAÏD *et* M. N'GUYEN VAN SANG, Mme CLOCCHIATTI *et* Mlle DESTARAC, MM. BOSSY *et* PERRIER *du Laboratoire de Céologie du Muséum. Je remercie vivement* Mme N. DAY *qui a bien voulu m'apporter son aide efficace pour la correction des épreuves de ce mémoire.*

Je ne saurais oublier le cordial accueil que m'ont réservé les Assistants et Maîtres-Assistants, et tout le personnel du laboratoire de Céologie historique de la Sorbonne.

Je remercie tous les membres du laboratoire de Céologie du Muséum et plus particulièrement : Mlle NOËL, MM. ALCAYOÉ, BUSSON, GAUTIER *et* J. P. LOREAU *pour toute l'aide qu'ils ont pu m'apporter.*

Je remercie aussi J. P. CAULET *dont l'aide amicale me fut précieuse tout au long de plusieurs campagnes océanographiques.*

Enfin l'élaboration, la réalisation de cette étude n'aurait pas été possible sans l'affectueux dévouement de ma femme qui a fait preuve d'une grande compétence au laboratoire et d'une grande patience dans la vie de tous les jours.

Source : MNHN, Paris

RÉSUMÉ GÉNÉRAL

Objet et limites de l'étude.

Le précontinent algérien constitue le versant méridional du bassin algéro-baléares qui fait partie d'une vaste dépression de la Méditerranée occidentale : le bassin algéro-provençal dont l'origine remonte à l'affaissement du tréfond de la Méditerranée au Pliocène.

Du remplissage de ce bassin, seuls sont étudiés les dépôts du Quaternaire récent et plus particulièrement de l'Holocène dans le secteur algéro-baléares et principalement sur la marge continentale algérienne.

Peu de travaux ont été consacrés à l'étude de la sédimentation sur cette bordure. Une vue d'ensemble en est présentée dans le cadre d'un bref historique qui sert d'introduction.

Les méthodes employées.

Les échantillons de sédiment ont été recueillis pendant les années 1960 à 1963 et 1966 au cours de plusieurs campagnes à bord des navires « *Louis Boutan* », « *La Thalassa* », « *Jean Charcot* ».

Le choix des méthodes d'étude des sédiments, principalement : analyses sédimentologiques (dosage du calcaire, détermination approchée des teneurs en argiles et en sablons siliceux, diffractométrie, microscopie électronique, etc...) analyses géochimiques (dosage de l'azote et du carbone organique, du soufre des sulfures, du fer facilement soluble...) a été dicté par le souci de réaliser dans le temps imparti, le plus grand nombre de mesures. Un traitement statistique des données a pu ainsi être appliqué.

Une nouvelle classification des sédiments marins meubles, adaptée à la région, est définie et seule appliquée.

Le relief de la marge continentale algérienne. Interprétation géomorphologique.

Les problèmes de la sédimentation dans la région étudiée ne peuvent être dissociés du cadre morphologique et géologique dont les principaux aspects sont résumés en s'appuyant sur des travaux antérieurs (carte bathymétrique au 1/500 000) et sur 10 cartes bathymétriques du plateau continental rédigées au 1/100 000 et représentées à échelle réduite.

Il ressort d'une étude comparative entre la morphologie du précontinent et la géologie littorale que : — la forme du plateau, son morcellement, son relief; — la forme de la pente continentale, ses vallées et canyons sous-marins, son inclinaison et son étroitesse, sont liés au diastrophisme plio-quaternaire de cette bordure. Ce diastrophisme est caractérisé par : — la flexuration des bords du continent nord-africain — une différenciation régionale par subsidence des bassins sublittoraux et surélévation des massifs bordiers.

La sédimentation sur le plateau continental algérien, nature et répartition des sédiments.

Trois régions : le plateau constantinois, la plate-forme algéroise et les bordures oranaises sont successivement abordées.

Source : MNHN, Paris

Après étude des principaux constituants des sédiments : le calcaire, les argiles, les sablons siliceux, et de quelques constituants mineurs (azote et carbone organique, sulfures, oxydes), 10 cartes sédimentologiques ont été rédigées. La couverture sédimentaire du plateau continental revêt sur ces cartes un aspect en mosaïque caractérisé cependant par quatre faciès principaux qui se répartissent de manière particulière :

— les sables et sablons siliceux à quartz et tourmaline constituent une frange littorale meuble;
— les boues à illite et quartz s'accumulent dans des vasières ou des bandes de vase intermédiaire en pleine extension;
— les sables et graviers anciens (sables reliques) forment des « bancs » qui s'étendent plus au large, près du rebord et parallèlement à celui-ci; les sables récents se localisent sur les haut-fonds;
— les boues à Foraminifères du large recouvrent le rebord continental.

La sédimentation sur la pente continentale et dans la plaine abyssale.

L'analyse de la nature et de la répartition des sédiments qui recouvrent la pente continentale algérienne et la plaine abyssale adjacente est étendue à l'ensemble du bassin algéro-baléares.

Le versant algérien, par une sédimentation essentiellement détritique à argiles et sablons, se distingue de la bordure espagnole où le calcaire biogène (Foraminifères, Coccolithes) est, sinon dominant, du moins très abondant.

La sédimentation sur la pente continentale algérienne est perturbée par de nombreux et importants remaniements. Des lacunes ont été décelées. Dans certaines régions, le substratum (roches consolidées), le socle cristallophyllien, sont recouverts seulement d'une mince pellicule de sédiment voire même totalement démudés. Par contre, au pied de la pente continentale et dans la plaine abyssale se sont déposées d'épaisses séries à passées sablonneuses en provenance des régions élevées voisines du rebord continental. Ces lits sablonneux sont des turbidites et forment un glacis assez vaste au pied du précontinent.

Dans nombre des carottes étudiées, des zonations biostratigraphiques et géochimiques de même qu'une stratification lithologique sont parfaitement perceptibles. Les zonations biostratigraphiques se caractérisent par une alternance d'espèces de Foraminifères d'eaux froides à tempérées froides et d'eaux subtropicales à tempérées chaudes. Les zonations géochimiques sont partiellement visibles grâce aux changements de colorations des sédiments qu'elles occasionnent : boues jaunes, boues bleues. Elles sont en relation avec diverses manifestations de la diagenèse précoce des sédiments.

La genèse des sédiments sur le versant méridional du bassin algéro-baléares.

Les faits mis en évidence au cours des deux études descriptives (analyse géomorphologique et étude des sédiments) sont interprétés en fonction de ce que l'on connaît des conditions de sédimentation.

Il en résulte, en première analyse, que la répartition et la nature des sédiments du plateau continental dépendent de son relief, de l'importance et de la nature des apports terrigènes, des courants de houle. L'influence très vraisemblable mais peu connue de la houle sur les fonds de vases profondes (au voisinage du rebord continental) est réexaminée.

Les apports terrigènes actuels, l'extension des vasières et d'autres indices nous font conclure à un envasement généralisé du plateau continental algérien depuis le début du « Postglaciaire ». Cet envasement aurait commencé dès la fin de la transgression holocène et se serait notablement intensifié au cours des Temps historiques.

Par ailleurs, il apparaît que la sédimentation sur la pente continentale et dans la plaine abyssale est typique et caractéristique des bordures continentales accores. Elle s'effectue suivant deux groupes de mécanismes appelés respectivement : *la sédimentation continue* et *la sédimentation spasmodique*. C'est à ce dernier mode de dépôt que l'on doit les turbidites.

En rapprochant les données sur l'origine des constituants principaux des sédiments, on montre que le calcaire microgranulaire qui représente souvent près de la moitié du calcaire total des bones, est très probablement ancien et d'origine détritique. Les sables des plages actuelles sont issus partiellement de l'érosion des massifs intrusifs ou éruptifs littoraux et partiellement du démantèlement des puissantes séries détritiques crétacées et paléogènes.

Source : MNHN, Paris

Les fluctuations de la composition des thanatocénoses de Foraminifères planctoniques pourraient dépendre, au moins partiellement, d'échanges Océan-Méditerranée alors que les néogenèses sont sous le contrôle, à la fois de la circulation générale des eaux du bassin, du taux de sédimentation local et de la quantité de matière organique sédimentée. En outre, la genèse de la pyrite est très vraisemblablement indépendante du phénomène extrême que constitue l'euxinisme. L'influence des oscillations climatiques récentes a certainement déterminé, directement ou non, les fluctuations de ces différents phénomènes.

Stratigraphie des dépôts marins du Quaternaire récent.

Des essais de corrélations stratigraphiques nous conduisent à établir une stratigraphie des dépôts profonds que nous avons étudiés en prenant comme repère la variation des associations de Foraminifères planctoniques et quelques déterminations d'âges absolus. Les deux derniers épisodes du Quaternaire récent : le Tardiglaciaire et le Postglaciaire sont parfaitement perceptibles. La limite entre le Pléistocène supérieur et l'Holocène est très nettement marquée.

Cette stratigraphie permet, en première approximation, de calculer des taux de sédimentation qui s'avèrent très variables suivant les régions : de 3 à 100 cm/millénaire.

La sédimentation sur le versant méridional, caractères généraux.

La sédimentation sur ce versant est caractéristique d'une bordure continentale étroite, élevée et abrupte.

Les produits de l'érosion de l'arrière-pays contribuent à l'édification d'un glacis détritique au pied du précontinent, glacis qui s'étend jusqu'au centre du bassin. Si vaste soit-il, son extension n'est cependant pas comparable au « *continental rise* » de la bordure orientale de l'Amérique du Nord.

Ces dépôts détritiques passent latéralement à des boues pélagiques, produits de la sédimentation sur la bordure septentrionale du bassin.

D'un point de vue général, la sédimentation du Quaternaire récent dans le bassin algéro-baléares n'est pas sans analogie avec la sédimentation néogène qui a rempli les bassins sublittoraux de l'Algérie.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Des abords du Cap Roux (frontière avec la Tunisie) à l'Oued Kiss (frontière avec le Maroc), le précontinent algérien s'étend d'Ouest en Est sur plus de 1 000 km. Cette marge continentale borde la partie Sud du grand bassin algéro-provençal, trait morphologique capital de la mer Méditerranée occidentale, dans lequel la sédimentation est fortement influencée au Nord par le précontinent français, avec notamment le delta du Rhône. Au Sud par contre, sur plus de 10° de latitude, elle est sous la dépendance, dans une grande mesure, de la bordure algérienne. On peut ainsi différencier deux parties distinctes : le bassin provençal et le bassin algéro-baléares. Ce dernier est limité à l'Ouest par la mer d'Alboran, au Nord par le précontinent espagnol, les îles Baléares, la Sardaigne et à l'Est par le socle siculo-tunisien.

Depuis presque un siècle, les sédiments récents et actuels qui tapissent ces deux parties du bassin algéro-provençal ont fait l'objet d'études très inégales en fréquence et en durée. On doit les premiers documents importants concernant la nature des fonds du plateau continental méditerranéen français à Delesse qui, en 1871, a synthétisé les données recueillies par le suif des plombs de sondes des Hydrographes français. Quelques compléments ont ensuite été apportés par Thoulet (1912) et L. Dangeard (cartes de l'Atlas général de France, 1938).

Buchanan, l'un des géologues de la prestigieuse expédition du « *Challenger* » a décrit en 1891, la composition chimique de quelques sédiments profonds prélevés en 1879 au cours de la pose du câble sous-marin reliant Marseille à Alger.

L'expédition danoise du « *Thor* » (1908-1910) a recueilli deux échantillons de sédiment dans le bassin algéro-provençal et un dans la mer d'Alboran, échantillons étudiés par Boeggild (1912).

L. Berthois en 1931 apportait une importante contribution à la connaissance des sédiments de la Méditerranée occidentale.

Les recherches sur la morphologie du bassin provençal ont commencé par l'étude du Golfe de Marseille (A. F. Marion, 1883) suivie de la découverte du *Rech Lacaze-Duthiers* (1894) par G. Pruvot. Reprises ensuite par l'Ingénieur hydrographe Marty, elles furent activement poursuivies par J. Bourcart à qui l'on doit la théorie de la flexure continentale (1938).

A partir de 1947, sous l'impulsion de J. Bourcart qui fonde une école et un laboratoire à Villefranche-sur-Mer, les travaux d'ordre géomorphologique et sédimentologique se développent ainsi, rapidement, avec le concours de L. Dangeard, Cousteau, Nesteroff et de bien d'autres, à bord de la « *Soucoupe plongeante* » et des navires « *La Calypso* » et « *L'Ingénieur Elie Monier* ». Des cartes partielles puis une carte bathymétrique de la Méditerranée occidentale voient le jour (1960). La connaissance de la morphologie et de la sédimentation du plateau continental et des canyons de la pente continentale progresse à grand pas.

En 1962, L. Glangeaud présente au colloque du C.N.R.S. de Villefranche-sur-Mer une vaste synthèse paléogéographique et structurale de la Méditerranée et de ses bordures, mettant en évidence le rôle fondamental des phases ponto-plio-quaternaires. Par la suite, sous sa direction, le laboratoire géodynamique de Villefranche-sur-Mer étend ses activités à l'étude des structures sous-marines des bordures provençales et de leurs relations avec celles de l'arrière-pays. P. Muraour avec des méthodes différentes, entreprend parallèlement de telles recherches. En 1966, L. Glangeaud et son équipe conduisent la première grande mission à caractère géologique du navire océanographique « *Jean Charcot* » : *Géomède I.*

Dans le même temps, plusieurs importantes missions étrangères viennent aussi étudier la morpho-

Source : MNHN, Paris

logie, les sédiments et la structure du bassin provençal. Les expéditions suédoises sous la direction de H. Pettersson, à bord des navires « *Skagerak* » (1946) et « *l'Albatros* » (1947-48) mettent en œuvre un nouveau et très précieux outil de prélèvement : le carottier à piston de Kullenberg et récoltent ainsi de grandes carottes. Citons encore les expéditions des laboratoires de *Woods Hole Oceanographic Institution*, du *Lamont Geological Observatory* qui, de 1958 à 1964 notamment, se succèdent à bord des navires « *Atlantis* », « *Vema* » et « *Chain* ».

Si les recherches océanographiques à caractère géologique se sont ainsi multipliées depuis 1947 dans le bassin provençal et se poursuivent activement aujourd'hui dans quatre laboratoires au moins, à Monaco, à Villefranche-sur-Mer, Endoume et Perpignan, il n'en a pas été de même en ce qui concerne le bassin algéro-baléares et notamment sa bordure algérienne.

En 1925, Le Danois apporte une première contribution à la connaissance de la nature des fonds du plateau continental algérien au cours de recherches sur les fonds chalutables des côtes de Tunisie et d'Algérie. Ces travaux ont été repris et étendus par l'Institut Scientifique et Technique des Pêches Maritimes grâce à trois campagnes du navire « *Président Théodore Tissier* » et de la campagne de « *La Thalassa* », de 1957 à 1961. Cl. Maurin en fait une première synthèse en 1962. Par ailleurs, sous l'impulsion de R. Dieuzeide, P. Muraour et de F. Bernard, la couverture sédimentaire du plateau continental algérois devient un sujet de recherches systématiques.

On doit les premières cartes sédimentologiques de la marge continentale algérienne (en couleurs) à l'état-major de la Kriegsmarine (1924) qui a fait appel aux spécialistes de l'expédition du « *Météor* » pour apporter des données nouvelles ou dans la plupart des cas pour rassembler et interpréter les documents du Service Hydrographique de la Marine Nationale.

En 1955, A. Rosfelder, après une compilation et une analyse de ces mêmes documents, présente en un même ensemble une carte bathymétrique au 1/500 000 de la marge continentale algérienne et une répartition des sédiments sur le plateau continental. Grâce à ce travail de synthèse, les grands traits de la morphologie de cette marge sont mis en évidence, notamment les nombreux canyons et vallées sous-marines, le rebord du plateau continental, etc... Cette carte permettait à J. Bourcart et L. Glangeaud (1954) de confronter de nouvelles données morphologiques avec les études de géologie générale et structurale entreprise depuis 1927 par l'un d'entre eux (L. G.) et par Dalloni, R. Laffitte, Y. Gourinard et d'autres. C'est ainsi qu'en 1954, une importante note sur la morphotectonique de la marge continentale nord-africaine était présentée par ces deux auteurs à la Société Géologique de France. Auparavant, L. Glangeaud et P. Muraour avaient montré en 1953 que d'anciennes vallées sous-marines sont actuellement émergées et oblitérées par des marnes plaisanciennes (canyon de Bou Naha).

Le séisme d'Orléanville en 1954 et la rupture des câbles sous-marins que cette catastrophe a provoquée, ont suscité plusieurs études de géologie marine sur le précontinent et dans la plaine abyssale au large de Ténès, de la part notamment de B. Heezen et M. Ewing (1954-55) et de J. Bourcart et L. Glangeaud (1956).

A cette occasion, des échantillons de sédiments profonds furent prélevés par le Service des câbles sous-marins.

Cependant, c'est à H. Pettersson et aux expéditions du « *Skagerak* » et de l'« *Albatros* » que, pour la première fois, furent portées à notre connaissance des données précises concernant la sédimentation pendant le Quaternaire récent, dans la plaine abyssale du bassin algéro-baléares. Le matériel recueilli au cours de ces missions (10 grandes carottes d'une longueur moyenne proche de 10 mètres) a donné lieu à toute une série d'études et publications : celle de H. Pettersson (1947), de S. Duplaix, R. Todd (1958), d'Olausson (1960-61) et de K. G. Eriksson (1965). Parmi les faits majeurs mis en évidence, les plus importants furent sans doute la découverte de sables profonds interstratifiés dans les dépôts pélagiques du bassin algéro-baléares et la zonation biostratigraphique de ces sédiments récents. En 1952, à bord de « *l'Ingénieur Elie Monier* » J. Bourcart devait retrouver ces sables sous une mince couche de boues, par 2 750 m de fond, au large de la Kabylie.

En 1959, sous l'égide de R. Laffitte et G. Bétier, A. Rosfelder créait le Centre de Géologie Marine et de Sédimentologie (à Alger de 1959 à 1963), qui, en liaison avec le laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences et le Service de la Carte Géologique, eut essentiellement pour objet de promouvoir et développer les recherches en océanographie géologique aussi bien dans le domaine théorique qu'appliqué, sur la bordure algérienne. Dès 1960, une étude systématique de la nature des sédiments du plateau continental était entreprise par J. P. Caulet, A. Grovel et l'auteur auxquels s'est joint ensuite Ph. Bouysse. L'été 1960 voyait se dérouler trois campagnes à bord du chalutier de recherche « *Louis*

Source : MNHN, Paris

Boutan », dans le golfe de Bône, sur le plateau continental algérois, dans le golfe d'Arzew, et sur le plateau oranais. En 1961, une nouvelle campagne apportait des données complémentaires sur le plateau algérois. Puis au cours de l'année 1963, J. P. CAULET et l'auteur menèrent à bien deux campagnes, en Oranie (golfes d'Arzew et de Nemours, abords d'Oran) et sur le plateau constantinois. Parallèlement, des études littorales théoriques et appliquées se sont déroulées, notamment dans le golfe d'Arzew, dans l'Algérois et sur les plages du Constantinois.

Ensuite, sous la direction de L. FURNESTIN, des dragages et carottages profonds (13 carottes profondes) furent réalisés au cours de la grande campagne d'automne 1963 en Méditerranée occidentale de « *La Thalassa* ». Cette mission nous a permis de recueillir des données très précieuses concernant la sédimentation sur la pente continentale algérienne, au large du cap Palos et sur la bordure sud des îles Baléares.

En 1966 enfin, L. GLANGEAUD dirigeait l'expédition *Géomède 1* et nous accueillait à bord du navire « *Jean Charcot* » en nous confiant l'étude de trois grandes carottes dont deux prélevées au débouché du canyon de Courbet-Marine (Algérois). L'année suivante, avec ses collaborateurs, il publiait une note sur les phases ponto-plio-quaternaires en Méditerranée occidentale qui présentait les premières données de la campagne *Géomède 1* et dans laquelle étaient abordés les rapports du socle avec le Néogène et le Quaternaire constituant une partie du précontinent au large de la baie de Castiglione.

L'analyse des travaux antérieurs ou contemporains aux nôtres, très sommairement évoqués ci-dessus, nous a montré d'une part, qu'une étude générale de la répartition, des conditions de dépôts des sédiments récents du plateau et de la pente continentale algérienne faisait défaut et, d'autre part, que l'œuvre des chercheurs suédois concernant les sédiments profonds de la plaine abyssale devait être poursuivie.

Ce sont les objectifs que nous nous sommes assignés compte tenu des moyens dont nous pouvions disposer et du délai imparti. Etant donné son étendue géographique et l'ampleur des recherches analytiques qu'elle exigeait, une telle entreprise, dans notre esprit, ne pouvait avoir qu'un caractère général.

En tout état de cause, si les problèmes soulevés en cours de route n'étaient pas tous résolus, ce travail devait servir de cadre à des études plus détaillées.

Dès lors, nous avons comblé en premier lieu, une lacune en précisant la **morphologie du plateau continental,** après avoir rassemblé les données des minutes d'écriture de sondes du Service hydrographique de la Marine Nationale et les sondages bathymétriques effectués au cours de nos campagnes à bord du « *Louis Boutan* ».

Les cartes bathymétriques ainsi élaborées sont présentées dans le chapitre II et font l'objet **d'une analyse géomorphologique** tenant compte des données relatives à la nature et la structure des régions côtières de l'Algérie. Venant après un bref exposé des méthodes, ce chapitre constitue l'introduction morphologique et géologique au sujet principal : la **sédimentation du Quaternaire récent.**

Vient ensuite une **étude descriptive** aussi détaillée que possible, **de la nature et de la répartition des sédiments sur le plateau continental,** plus particulièrement des sédiments détritiques, les dépôts organogènes (calcaires) étant analysés avec précision et dans le même esprit par J. P. CAULET. Ces études régionales, exposées dans le chapitre III, sont illustrées par **10 cartes sédimentologiques.**

En l'absence d'un nombre suffisant de prélèvements, un travail analogue ne pouvait être mené à bien pour les sédiments de la pente continentale. Nous nous sommes donc contentés, dans le chapitre IV, de présenter **un aperçu de la nature et de la stratification de la couverture sédimentaire du précontinent et des abords de la plaine abyssale.** A titre de comparaison, figurent en outre, quelques données concernant les dépôts de la pente continentale du cap Palos et de quelques sites de la bordure des îles Baléares. Les résultats obtenus sont confrontés avec les travaux antérieurs et notamment avec ceux issus des expéditions suédoises.

Dans le chapitre V, les **faits et problèmes mis en évidence dans les deux chapitres précédents sont interprétés en faisant état des conditions de sédimentation connues ou hypothétiques** : les apports, le mouvement des eaux et les remaniements, la diagenèse... à l'échelle régionale mais aussi à l'échelle du bassin algéro-baléares. Un aperçu sur l'origine des principaux constituants des sédiments donne lieu à quelques études critiques détaillées. Il est suivi d'une étude comparative de leur répartition et d'une estimation quantitative des taux de sédimentation au cours des diverses époques récentes.

Enfin, dans la conclusion générale, sont résumés les caractères principaux de la sédimentation

Source : MNHN, Paris

récente et actuelle dans le bassin algéro-baléares et tout particulièrement au niveau de sa bordure méridionale. L'influence de la morphologie et de la tectonique est abordée. On tente en outre une comparaison avec les bassins néogènes subtittoraux de l'Algérie. Quelques aspects pratiques de sédimentologie appliquée sont ensuite rapidement évoqués.

Au fil de ces développements, des problèmes aussi variés que l'origine des minéraux des sables, des espèces « chaudes » de Foraminifères planctoniques, l'origine et les conditions de genèse de la pyrite, l'évolution de la matière organique, les relations entre climat et sédimentation... sont successivement ou simultanément abordés. Leur étude détaillée exigerait des connaissances précises en géologie générale, minéralogie, hydrologie marine, dynamique des océans, des mers et des rivages, biologie, géochimie, pédologie, climatologie... en bref des Sciences de la Terre au sens le plus large. Nous craignons de n'avoir pu les maîtriser toutes. Mais le lecteur doit prendre en considération le fait que ce travail a été poursuivi dans des conditions matérielles souvent pénibles et qu'il se propose de marquer une étape préliminaire dans une longue mais nécessaire initiation.

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE PREMIER

MÉTHODOLOGIE

Depuis le commencement de ce travail (1963), notre objectif a toujours été de faire œuvre de sédimentologie générale. Ayant obtenu comme champ d'action l'ensemble du précontinent algérien, nous avons, dès lors, exclu toute étude de détail pour nous orienter vers une prospection générale destinée surtout à poser les problèmes. Il nous était donc impossible de sélectionner nos méthodes en fonction de l'étude d'une question particulière. Il nous fallait, au contraire, mettre en œuvre un éventail de techniques susceptibles de déceler les phénomènes les plus caractéristiques et les plus importants liés à la sédimentation dans cette région.

Par ailleurs, en raison de l'importante étendue géographique intéressée et du coût des opérations océanographiques, nous avons dû limiter la durée du travail en mer et ajuster en conséquence la densité de notre échantillonnage. Le nombre d'échantillons prélevés étant cependant assez élevé (près de 2 000 avec les études de plages), il n'était pas possible de soumettre en laboratoire, chaque échantillon à des analyses très fines ou délicates, lesquelles, dans la plupart des cas, sont longues et onéreuses.

Ainsi limité dans la durée des travaux, et par les moyens financiers, nous avons recherché pour les opérations en mer comme pour les analyses en laboratoire, les techniques à la fois les plus simples et les mieux adaptées possible, ce qui fut parfois difficilement conciliable.

Satisfaire à cet ensemble de conditions était un préalable au choix de nos méthodes. Quelques principes généraux nous ont ensuite guidé.

(1) **Pour les travaux en mer,** plus précisément les prélèvements au niveau du plateau continental, réalisés à bord du chalutier de recherche « *Louis Boutan* », nous avons préféré effectuer le maximum de dragages aux dépens des carottages. En effet, le carottage par gravité est peu efficace lorsque la couverture sédimentaire est formée par des sables, des graviers, voire même des vases calcaires ou siliceuses. D'autre part, en cas d'affleurement, les renseignements recueillis se soldent souvent par un important bris de matériel. En conséquence, une reconnaissance par dragage était de toute façon indispensable; nous avons donc largement utilisé cette technique sur le plateau continental.

En revanche, au niveau de la pente continentale et dans la plaine abyssale où la couverture sédimentaire est beaucoup plus homogène, les prélèvements — qui, par ces profondeurs, demandent un matériel adapté : treuils et autres moyens de levage — ont été réalisés surtout par carottages à bord du navire « *La Thalassa* » principalement, et à bord du « *Jean Charcot* ».

Du sondage par ultra-sons conduit en continu entre chaque station de prélèvement, nous attendions deux types de données :

— un complément d'information sur les profondeurs et la morphologie bien que les cartes du Service Hydrographique de la Marine et, en particulier, les minutes d'écriture de sondes soient très précises;

— une indication sur l'état physique du fond en se basant sur le fait que le *pouvoir réflecteur* respectivement d'un fond de vase, de sable et d'un fond rocheux est différent. Cette différenciation est utile à la fois pour la cartographie de la nature du fond et pour le choix des sites de prélèvements.

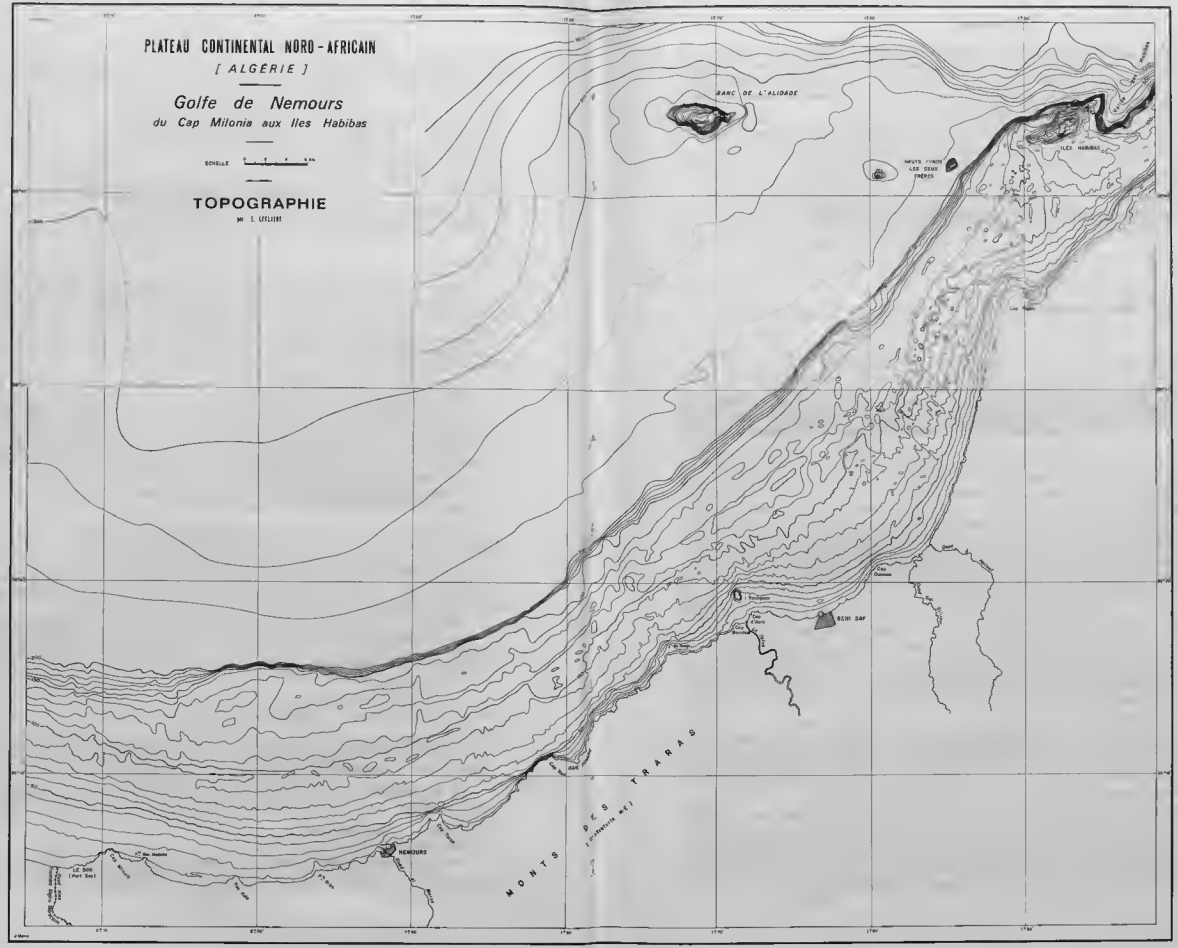
(2) **Au laboratoire,** notre objectif a toujours été d'effectuer sur les sédiments l'équivalent d'une étude pétrographique des roches sédimentaires. A cet effet, deux ensembles de méthodes ont été mises en œuvre :

— méthodes « sédimentologiques »;
— méthodes géochimiques.

De l'application de méthodes sédimentologiques nous attendions des données chiffrées sur :

— la texture des sédiments, les sables d'une part, les boues et vases d'autre part, pour lesquelles nous avons repris la notion de phase granulométrique de J. Bourcart (1956 b);

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

— la nature des constituants majeurs ou phases minérales majeures qui déterminent en définitive les caractères d'ensemble du sédiment, permettant ainsi une différenciation rationnelle donc un classement.

Les méthodes géochimiques n'ont été utilisées que dans un seul but : par l'étude de certains constituants mineurs des sédiments, mettre en évidence les premiers effets de la diagenèse, autrement dit la phase initiale de l'évolution de la couverture sédimentaire.

A. MÉTHODES ET TECHNIQUES A LA MER

1 — SUR LE PLATEAU CONTINENTAL.

a) Techniques hauturières.

Ces opérations ont été conduites à bord du chalutier de recherches « *Louis Boutan* », qui dépendait alors de l'Inscription maritime en Algérie et fut mis par la suite en permanence à la disposition de la station I.S.T.P.M. de Beni-Saf. Ce bâtiment dépend actuellement de l'Office des pêches Algérien.

Nous avons choisi d'échelonner les prélèvements le long de lignes orthogonales ou suborthogonales à la côte de façon à suivre approximativement la trace de l'angle de plus grande pente du plateau continental. Ce procédé présentait l'avantage, en l'absence de moyen de radio-localisation, de faciliter la navigation en se plaçant, lorsque c'était possible, sur les alignements de points remarquables à terre. Chaque station (de 7 à 15 par ligne) était repérée par la mesure, à l'aide de cercles hydrographiques, de trois angles formés par l'embarcation représentant le sommet et quatre amers à terre, conformément à la méthode définie par le Service Hydrographique de la Marine. Nous estimons que cette méthode a permis de situer le navire dans un cercle de quelques centaines de mètres de rayon dont le centre représenterait la position exacte. La position des stations portées sur les cartes des prélèvements, a été déterminée de cette façon. (Voir annexe).

Les dragages ont mis en œuvre un matériel léger : une drague construite par le C.G.M.S. d'un poids de 10 à 20 kg capable de prélever jusqu'à 5 kg de sédiment. Cette drague est formée d'un tronc de cône métallique avec bord d'attaque biseauté sur lequel est fixé, par un collier de serrage, un sac en toile de jute contenant une chemise étanche en cythène dans laquelle s'accumule le sédiment. Les traicts de drague ont été limités en général à 50 mètres en moyenne dans les sédiments meubles. La chemise en cythène permet à cet engin très léger de prélever une quantité de sédiment, aussi faible soit-elle, sans lessivage.

Nous avons toujours recherché, au cours de nos campagnes de prélèvements sur le plateau continental, à réaliser le dragage le plus « *ponctuel* » possible de façon à éviter au maximum le mélange de sédiments différents. Néanmoins le principal défaut de ce type de prélèvement est qu'il pertube la stratification des dépôts. On ne peut donc obtenir qu'un échantillon moyen représentatif de 10 à 20 cm de la couverture sédimentaire. Cet inconvénient, très prévisible, a été mis en évidence par les carottages qui, dans certains cas particuliers, ont doublé les dragages.

Les carottages sur le plateau continental ont été réalisés avec des engins très légers (100 kg), construits par le C.G.M.S. Les carottiers, chemisés par des tubes en plastique de 5 cm de diamètre intérieur, fonctionnaient soit par gravité simple avec déclenchement de chute libre d'une dizaine de mètres, soit par gravité et piston suivant le principe des carottiers Kullenberg. L'obturateur placé dans le nez du carottier, destiné à retenir la colonne de sédiment au cours de la remontée de l'engin a successivement été du type *peau d'orange* en feuille de clinquant puis du type à clapet.

Source : MNHN, Paris

b) Techniques d'études littorales.

Parallèlement aux travaux hauturiers, nous avons mis en œuvre, dans certains sites particuliers, des études portant sur la dynamique de la bordure littorale et les mouvements des eaux de surface. Les méthodes utilisées ont toujours été classiques (Leclaire 1962 b. 1963 a.) : dérive des flotteurs collimatés — levés bathymétriques différentiels — levé de profils de plage de part et d'autre d'épis — photographie aérienne pour l'étude de l'évolution saisonnière du niveau 0 vrai, etc.

D'autre part, et surtout dans la région algéroise, beaucoup de prélèvements et d'observations ont été effectués par plongée sous-marine. Enfin, la plupart de notre échantillonnage des plages du Constantinois, régions peu accessibles à l'époque, par voie terrestre, fut réalisé à partir du « *Louis Boutan* » par débarquement en canot pneumatique « *Zodiac* ».

2 — SUR LA PENTE CONTINENTALE ET DANS LA PLAINE ABYSSALE.

A bord du navire océanographique « *La Thalassa* », des prélèvements sur la pente continentale furent obtenus par dragages et carottages. La drague « *Rallier du Baty* » utilisée, présente le grave inconvénient de nécessiter un long « *traict de drague* » destiné à la remplir au maximum de façon à colmater les mailles du filet et à recueillir ainsi un échantillon le moins lessivé possible. Le sédiment ainsi prélevé est profondément remanié et représente alors une couche d'une cinquantaine de cm d'épaisseur d'un dépôt labouré sur plusieurs centaines de mètres.

En revanche, les carottes obtenues sur la pente continentale et au pied de celle-ci, dans la plaine abyssale, constituent des prélèvements très représentatifs des dépôts récents et actuels si les opérations de carottage ont été bien conduites. Au cours de l'étude de ces carottes, nous n'avons pas décelé les perturbations (autres qu'une déformation convexe par frottement le long des parois de la chemise) qu'on peut s'attendre à trouver lorsque la traction du treuil au cours de l'arrachage s'exerce directement sur le piston. On peut donc en conclure que les prélèvements effectués par notre carottier de 5 mètres (de type Kullenberg) sont valables.

A bord du navire océanographique « *Jean Charcot* », au cours de la mission *Céomède* 1, l'équipe du Laboratoire de Villefranche-sur-Mer a réalisé avec un carottier de 10 mètres du même type, mais modifié, trois grandes carottes qui furent pour nous d'un grand intérêt. L'engin présente deux avantages principaux par rapport à celui utilisé sur « *La Thalassa* » :

— la colonne de sédiment se met en place directement dans une chemise en plastique qu'il suffit d'extraire telle quelle pour le stockage, sans toucher au sédiment,

— la traction du treuil au cours de l'arrachage ne s'exerce pas sur le piston qui reste à la place où la fin du carottage l'a laissé (Nesteroff et Lancelot, 1968).

Les quelques dragages effectués à bord de ce navire ont fourni des échantillons très perturbés mais cependant intéressants comme nous le verrons dans le deuxième et troisième chapitre.

Source : MNHN, Paris

B. MÉTHODES ET TECHNIQUES DE LABORATOIRE

Nous exposerons surtout dans ce paragraphe les raisons qui nous ont conduit à opter pour une méthode bien définie en y adjoignant éventuellement ses fondements. Pour le mode opératoire on renvoie, dans la plupart des cas, aux auteurs.

Avant l'analyse, le problème du stockage des sédiments s'est posé. Si la conservation des sables et graviers calcaires ou siliceux ne pose, en général, aucun problème, il n'en est pas de même pour les boues et vases. En effet, il ne peut être question de bloquer l'action de la flore bactérienne par addition de formol si l'on a l'intention d'effectuer par la suite des analyses géochimiques. Il semble que le développement de l'utilisation des matières plastiques a résolu ce problème. Comme A. Rivière (1961 a), nous avons constaté que les boues et vases deviennent pratiquement stériles lorsqu'elles sont conservées en emballage plastique. Sans connaître les causes de cette action germicide des plastiques, A. Rivière l'attribue cependant, avec réserve, à l'excès de solvant de la matière utilisé. Les prélèvements par dragage placés dans des bocaux en polyéthylène à bonchon à vis et joint d'étanchéité, les carottes conservées dans les chemises plastiques des carottiers n'ont pas présenté jusqu'à ce jour de modifications notables bien qu'ils soient constamment placés dans les conditions de température et d'hygroscopie normales du laboratoire.

I — LES MÉTHODES SÉDIMENTOLOGIQUES

1 — L'ANALYSE DIMENSIONNELLE.

a) La granulométrie des sables.

L'utilisation de l'analyse statistique des particules d'un sédiment meuble est maintenant pratique courante; il est donc inutile de revenir ici sur les résultats et les buts généraux recherchés par l'application de cette méthode.

Dans notre cas cependant, elle n'a été mise en œuvre que pour l'étude d'un seul type de sédiment : les graviers, sables et sablons qui constituent une grande partie de la frange littorale meuble. Les objectifs visés étaient de deux ordres :

— étude de relations entre l'avant-plage, la plage et les dunes de la bordure littorale; comparaison des systèmes sablonneux des différentes régions, du golfe de Nemours au golfe de Bône;

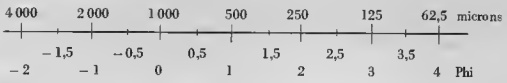
— étude, dans ces régions, de la qualité de l'ajustement entre les types de distributions naturelles de grains de sable et les lois mathématiques : loi normale et log-normale (ou de Galton-Mac Alister).

Sur le plan technique, nous n'avons pas utilisé la colonne de tamis A.F.N.O.R. dans laquelle la dimension des mailles des tamis est établie suivant une progression géométrique de raison $\sqrt[10]{10}$. Le traitement de nos échantillons nécessitait le fractionnement d'un grand intervalle : de 60 à 8 000 microns or, l'utilisation de la norme A.F.N.O.R. conduit à la mise en œuvre dans ce cas de trop nombreux tamis, plus que les appareils habituels n'en peuvent contenir. Devant le surcroît de servitude que cela aurait entraîné eu égard au grand nombre de granulométries à effectuer, nous avons préféré utiliser une colonne dont les mailles de chaque tamis varient dans la mesure du possible

Source : MNHN, Paris

suivant une progression géométrique de base 62,5 microns et de raison $\sqrt{2}$. Une telle colonne contient 13 tamis surbaissés qui rentrent tous dans les tamiseurs courants : « *Tripette et Renaud* », « *Tamisor* » et « *Rotap* ». En ce qui nous concerne, nous avons utilisé les deux premiers.

Le découpage de l'intervalle 62,5 — 4 000 μ (inclus) présente en outre l'avantage de permettre la traduction de la dimension des mailles des tamis en unités Φ rondes dans un diagramme semi-log ou « Log-Log ».



Le plus souvent, les poids cumulés des refus de tamis ont été portés sur un diagramme à ordonnées cartésiennes et axe des abscisses gradué comme ci-dessus, en unité « *phi* » (cologarithme de base 2 de la variable). La courbe obtenue après *lissage* est du type sigmoïde c'est-à-dire voisin de la normale.

De même que la notation « *phi* », nous avons adopté, à la suite des travaux de A. ROSEFELDER (1961), les paramètres de type algébrique pour résoudre cette courbe de distribution. Ces paramètres, nécessairement approchés puisqu'extraits graphiquement, sont obtenus par la méthode des percentiles de la façon suivante :

– pour la position : $$\overline{x}^* = \frac{\overline{P}_{84} + \overline{P}_{16}}{2}$$

c'est la moyenne ou *grain moyen*;

– pour la dispersion : $$\overline{\sigma}^* = \frac{\overline{P}_{84} - \overline{P}_{16}}{2}$$

c'est l'écart type approché;

La dérivation graphique de la courbe cumulative donne une bonne approximation de la distribution de fréquences et permet, en particulier, d'extraire valablement un autre paramètre de position très précieux : le mode (CURRAY J. R., 1960), ou diamètre théorique du grain le plus fréquent.

Pour mesurer les anomalies qui existent en général entre les distributions naturelles et les distributions théoriques normales, deux types de paramètres sont utilisés par les auteurs :

— l'acuité β^*;

— l'asymétrie α^*,

qui sont des paramètres de forme. TRASK (1932), puis KRUMBEIN et PETTIJOHN (1938), PEARSON, INMAN (1952), FOLK et WARD (1957) ont proposé plusieurs formules pour le calcul de α^*. Nous avons préféré, pour notre part, utiliser la formule de PEARSON :

$$\alpha^* = 3\frac{\overline{x}^* - \overline{M}}{\sigma^*}$$

dans laquelle, nous avons remplacé la médiane M par la valeur du mode Mo :

$$\alpha_{Mo} = \frac{\overline{x}^* - \overline{Mo}}{\sigma^*}$$

Ce nouveau calcul de l'asymétrie, que nous proposons ici, rend bien compte des écarts possibles par rapport à la normale.

En effet, si la distribution naturelle est rigoureusement normale :

$$M_o^* = x^* \quad \text{d'où} \quad \alpha_{Mo}^* = 0$$

si la distribution naturelle présente des écarts, deux cas possibles :

1) $Mo^* > x^*$ d'où $\alpha_{Mo} < 0$ ce qui signifie que l'écart est dû à la présence en quantité anormalement grande des particules les plus grossières au sein de la population totale;

2) $Mo^* < x^*$ d'où $\alpha_{Mo} > 0$ ce qui veut dire que l'écart est dû à la présence en quantité anormalement grande des particules les plus fines de la population.

Source : MNHN, Paris

Pour le calcul de l'acuité, nous avons adopté la formule de FOLK et WARD (1966) :

$$\beta^* = \frac{\overline{P_{95}} - \overline{P_5}}{2{,}44\ (\overline{P_{75}} - \overline{P_{25}})}$$

Dans le cas d'une distribution naturelle identique à la normale $\beta^* = 1$, pour une distribution plus « aplatie » (platykurtique) $\beta^* < 1$, ou plus aiguë $\beta^* > 1$ (leptokurtique).

Ces deux paramètres sont d'une grande utilité pour étudier qualitativement et quantitativement les écarts des distributions naturelles par rapport à la « normale » qui traduisent le plus souvent des mélanges de populations en relation avec des conditions de sédimentation particulières.

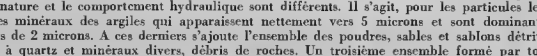
b) ANALYSE DIMENSIONNELLE DES BOUES ET DES VASES : LES PHASES GRANULOMÉTRIQUES.

Nous avons eu à choisir entre diverses méthodes bien connues et couramment utilisées, Ce sont : — la densimétrie (MÉRIAU) — la méthode de la pipette avec détermination des faciès granulométriques de A. RIVIÈRE (1944) — l'élutriation de A. ROSFELDER (1961) — la méthode de comptage du « *Counter Coulter* ». En général, elles ne s'appliquent qu'à des fractions, préalablement traitées, de l'échantillon total.

Mise à part la méthode de comptage, elles ont toutes pour fondement la loi de STOKES. L'utilisation d'une seule d'entre elles ne permet pas d'avoir une vue d'ensemble sur la texture d'une boue et encore moins sur la nature des éléments qui conditionnent cette texture. L'élutriation qui pourrait présenter cet avantage n'est pas applicable aux sédiments constitués par un mélange de particules détritiques (sablons siliceux, argile), de microfaune etc... L. BERTHOIS et Y. LE CALVEZ (1960) ont démontré en effet que les vitesses de chute dans l'eau d'un grain de quartz (par exemple) et d'un Foraminifère de même diamètre ne sont pas comparables. Cette méthode ne peut donc pas donner un classement dimensionnel exact de l'ensemble des particules d'un sédiment.

Toutefois, ce que nous cherchions n'était pas d'effectuer des analyses granulométriques aussi fines que particelles qui, parfois, sont mêmes contestables, mais plutôt de fractionner la totalité du sédiment en classes granulométriques correspondant le mieux possible aux ensembles dimensionnels réels.

Quelques lavages de boues et de vases avec des techniques de fractionnement diverses ont montré une composition granulométrique très complexe, avec mélange de trois ensembles de particules dont la nature et le comportement hydraulique sont différents. Il s'agit, pour les particules les plus fines, des minéraux des argiles qui apparaissent nettement vers 5 microns et sont dominants aux alentours de 2 microns. A ces derniers s'ajoute l'ensemble des poudres, sables et sablons détritiques, siliceux, à quartz et minéraux divers, débris de roches. Un troisième ensemble formé par tous les éléments biogéniques (Coccolithes, Radiolaires, Diatomées, Foraminifères etc.) se juxtapose aux deux précédents. Pour classer par taille décroissante ce complexe de particules et permettre du même coup leur meilleure observation soit au microscope optique, soit au microscope électronique nous avons associé deux méthodes différentes mais complémentaires : le tamisage sous l'eau et la méthode de la pipette, conformément au découpage figuré ci-dessous.



Technique opératoire :

Un poids connu d'échantillon brut est d'abord soumis à l'action de 200 cc d'eau oxygénée (10 v) en étuve à 60° pendant deux heures. Ce traitement a pour but, non pas de détruire la totalité de la matière organique, mais plutôt de rompre les associations argiles — matières organiques — chélates de fer. On prend soin de s'assurer du pH de l'eau oxygénée en le fixant autour de 9 par l'ammoniaque.

Après éventuelle décantation de l'eau claire surnageant au bout des deux heures du traitement précédent, on disperse le sédiment par les ultra-sons (5 mn) en présence d'hexamétaphosphate de sodium (10 cc à 102 g/l) dans 500 cc environ d'eau distillée. Le sédiment est alors parfaitement défloculé : la suspension homogène ainsi obtenue passe ensuite au travers des 5 tamis surbaissés de petit diamètre

Source : MNHN, Paris

($\varnothing = 10$ cm) qui reposent sur un bocal dont la contenance est de l'ordre du litre. Le refus de chaque tamis est soigneusement rincé à l'eau distillée, puis recueilli par filtrage sous vide. Les filtres sont séchés à l'étuve et leur contenu pesé.

Parallèlement, le volume de la suspension ayant traversé la colonne de tamis est ajusté très précisément à 1 000 cc et agité sur ultra-sons pendant quelques minutes. Pendant cette agitation, on effectue un prélèvement de 50 cc à la pipette dans la masse de la suspension. Le reste est recueilli en totalité et mis à sédimenter à température constante. Les temps des quatre derniers prélèvements sont déterminés par la loi de STOKES, la densité moyenne des particules étant estimée à 2,5. Ces temps dépendent de la profondeur d'immersion de la pipette que l'on choisira une fois pour toutes. Pour une immersion de deux cm le dernier prélèvement intervient aux environs de 1 h 50 après la mise en sédimentation (temps à préciser suivant t° entre 20-25°). Chaque prélèvement ainsi effectué est mis à sécher pendant 24 h en étuve à 105° dans une demi-boîte de Pétri tarée.

Remarque :

1) Au cours du calcul des pourcentages pondéraux relatifs des différentes fractions granulométriques ainsi prélevées, il faut tenir compte de la teneur en héxamétaphosphate ajouté en début d'opération.

2) Le volume des prélèvements effectués à la pipette doit être choisi une fois pour toutes après essais, en fonction des besoins, avant la mise en œuvre systématique de la méthode. Nous avons choisi 50 cc.

3) Les études spécialisées de divers laboratoires, en particulier du Laboratoire National d'Hydraulique de Maison-Alfort, ont montré que même en milieu défloculant, la vitesse de chute des particules est susceptible de varier en fonction de la concentration. En conséquence, après une série d'essais, nous avons déterminé le poids brut de départ pour les différents sédiments de façon que la concentration en particules à diamètre inférieur à 25 µ soit comprise entre 10 et 15 g/l, teneur qui semble optimale.

4) La teneur en eau de l'échantillon étant préalablement déterminée, la pesée du prélèvement au départ sert à évaluer le pourcentage de perte au cours des manipulations, par comparaison avec le poids sec obtenu après pesée des refus de tamis et des prélèvements à la pipette.

L'application de cette méthode de séparation fractionnée permet, outre l'établissement d'un « *spectre granulométrique* » de l'échantillon total, la mesure de l'importance relative des classes granulométriques qui, en définitive, déterminent les caractères physiques et en particulier mécaniques des sédiments cohésifs. Ce sont, en accord avec J. BOURCART (1956 b),

— les précolloïdes et les colloïdes à $\varnothing \leqslant 1\ \mu$;
— les poudres et les sablons $1\ \mu < \varnothing < 100\ \mu$;
— les sables et les graviers $\varnothing \geqslant 100\ \mu$.

Nous avons constaté par l'observation au microscope électronique que la classe colloïdes et précolloïdes était formée essentiellement par les minéraux des argiles, ces derniers étant dominants vers 2 µ, (dimension que les Pédologues utilisent comme limite dans leur définition de l'argile). En conséquence, la classification de J. BOURCART a été ajustée en portant, en accord avec ATTERBERG, la limite de la classe précolloïdes à 2 µ ($\simeq 1{,}6$ voir prélèvement à la pipette). Tout en conservant, à la nuance près les trois groupes de grains de J. BOURCART, nous leur avons donné des appellations plus synthétiques, utilisées par ailleurs dans d'autres classifications (VATAN, 1967).

Nous pensons en effet que ce n'est pas faire un très grand ajustement que d'appeler :
— la partie sables et graviers d'un sédiment : ***fraction arénitique***
— la partie poudres et sablons : ***fraction aleuritique***
— la partie précolloïdes et colloïdes : ***fraction pélitique.***

Notons cependant que les dénominations : arénite, aleurite et pélite, désignent à la fois des classes granulométriques et des roches (par extension). L'accord des auteurs sur les limites de ces trois classes n'est toutefois pas parfait. Ces dernières ont souvent été adoptées en fonction d'impératifs techniques ou d'une méconnaissance des tailles réelles des particules ainsi regroupées. La limite des 40 microns attribuées aux « *argiles* ». c'est-à-dire aux pélites ou lutites en est un exemple. Elle ne correspond plus à l'heure actuelle à rien de concret. Il nous semble donc justifié, pour ce qui nous concerne, d'établir une équivalence totale entre précolloïdes-colloïdes et fraction pélitique, c'est-à-dire, en définitive, d'abaisser la limite de la fraction « *argileuse* » à 2 microns (*).

(*) Il ne faut pas oublier le rôle possible de la dispersion par ultra-sons qui peut favoriser une fragmentation des minéraux des argiles.

Source : MNHN, Paris

Dans une précédente note (L. Leclaire, 1968 a), nous avons montré que l'association de ces trois phases granulométriques se traduisait dans la nature par trois types de sédiments : les boues, les vases, les sables et graviers (fig. 1). Cette différenciation n'est pas purement théorique mais correspond au contraire à une discrimination naturelle liée aux conditions de dépôts. Les boues sont des sédiments aqueux à propriétés mécaniques bien caractéristiques, « *lisses* » et homogènes au toucher, à particules bien classées. Elles sont essentiellement constituées par deux phases granulométriques ; précolloïdes et, poudres et sablons. Les vases ont des propriétés mécaniques voisines, sont « rugueuses »

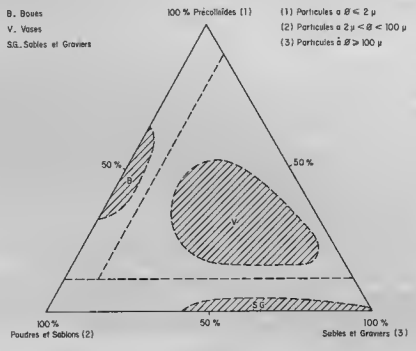


Fig. 1. — Diagramme illustrant la classification texturale des sédiments meubles.

et hétérogènes au toucher. Elles sont formées par les trois phases granulométriques vues précédemment Ces deux types de sédiments sont dits « *cohésifs* », « *continus* » et « *rigides* », par opposition aux sables et graviers, sédiments granulaires, meubles au sens strict.

Notre métbode de fractionnement granulométrique est donc finalement, beaucoup plus destinée à effectuer un premier classement des sédiments qu'une analyse dimensionnelle. C'est d'ailleurs dans ce but que nous l'avons utilisée soit sous sa forme complète, soit sous sa forme réduite avec coupures granulométriques uniquement à : 400-100-25 et 2 microns. Elle repose sur la reconnaissance de phases granulométriques, ensembles dimensionnels de particules dont le mélange constitue le sédiment. La détermination de leur importance relative est l'une des bases de notre classification, comme le montre le diagramme de la figure 1.

2 — DÉTERMINATION DE LA TENEUR EN EAU.

Une quantité moyenne, de l'ordre de 50 g de sédiment est étalée dans une demi-boîte de Petri tarée après pesée au 1/10 de mg. L'ensemble est porté en étuve à 105° pendant 24 h, puis refroidi avant la pesée en dessicateur sous vide modéré, en présence de silicagel. La quantité d'eau interstitielle ainsi obtenue par la différence de pesée est ensuite exprimée en pourcentage par rapport à l'échantillon total sec.

Source : MNHN, Paris

3 — LA CALCIMÉTRIE.

Nous avons classé la calcimétrie parmi les méthodes sédimentologiques et non pas géochimiques parce qu'elle donne des résultats approchés bien que très fidèles. Le principe en est bien connu (calcimètre Bernard). On réalise l'attaque à froid du calcaire contenu dans l'échantillon par l'acide chlorhydrique 2N. Le calcaire est très rapidement dissouys alors que la dissociation de la dolomie et de la sidérose (par exemple) n'a pratiquement pas lieu. On admet que l'erreur commise en assimilant la teneur en carbonates obtenue à la teneur en calcaire est très faible; l'expérience montre que pour nos sédiments, elle est en général inférieure à 5 %.

a) Technique opératoire et matériel utilisé.

L'analyse se résume comme pour la méthode du calcimètre Bernard à une gazométrie mais l'appareillage utilisé est différent et permet des mesures beaucoup plus précises.

L'ensemble *gazométrie* est formé par un appareil d'analyse de gaz Prolabo sans cloche (*Réf. catalogue* : 4 223 N). « *La burette à gaz de 100 cc graduée de 0 à 50 % en 1/5 est placée dans un manchon rempli d'eau qui assure l'isolement thermique. Les tubes de liaison sont tous capillaires de manière à réduire les espaces morts à la valeur minimum ce qui augmente la précision de l'analyse. Les robinets à trois branches, à tête triangulaire, portent un trait de repère qui indique avec netteté la position de la voie utilisée* » (Prolabo).

L'ensemble d'attaque est constitué par une fiole de 100 cc à col rodé qui repose sur un agitateur électromagnétique et dans laquelle sont introduites les capsules contenant le sédiment à analyser. Cette fiole est surmontée par un bouchon à deux sorties dont l'une est branchée sur une burette graduée contenant l'acide et l'autre reliée par un tube souple au robinet triangulaire externe du gazomètre.

Le dispositif barométrique branché sur la burette à gaz, destiné à effectuer la mesure par rapport à la pression atmosphérique du moment, est rempli d'eau distillée acidifiée par ClH en présence de ClK et de quelques gouttes d'héliantbine (par exemple). L'association HCl-KCl à un double rôle :

— abaisser le pH de l'eau ce qui fait virer l'héliantbine en donnant une coloration à l'eau;

— saturer l'eau distillée en pH acide et ainsi abaisser fortement la mise en solution du CO_2 au niveau de la burette à gaz. Avant et après chaque série de 20 analyses l'appareil est étalonné par rapport au $CaCO_3$ pur séché en étuve pendant 12 h à 105°. L'étalonnage doit comporter le nombre de manipulations nécessaires à la stabilisation de la lecture (en général de 3 à 5). Si les conditions opératoires suivantes sont scrupuleusement respectées : manipulation des fioles d'attaque avec une pince en bois; maintien d'une batterie de fioles à la température ambiante avant l'utilisation; ouverture sur l'atmosphère du système d'attaque par le robinet externe du gazomètre au moment de la fermeture de la fiole pour éviter une surpression, l'erreur commise est en moyenne de l'ordre de $\pm$ 0,7 %.

L'échantillon à analyser est au préalable finement broyé et tamisé. D'autre part, on se donne une durée d'attaque acide standard entre 2 et 5 minutes et on maintient si possible constante d'une mesure à l'autre l'intensité d'agitation. Il devra enfin être tenu compte, au cours de l'étalonnage et dans les calculs qui suivent les mesures, du volume déplacé par l'introduction des 5 cc d'acide dans la fiole d'attaque à l'aide d'une burette de 50 cc graduée en 1/10.

b) Exploitation des données issues des analyses granulométriques et calcimétriques.

La calcimétrie, méthode simple, rapide et précise, peut être appliquée non seulement au sédiment total mais aussi à des fractions, notamment aux trois phases granulométriques. Le dosage du calcaire contenu dans la fraction pélitique permet ainsi d'estimer la teneur en argile d'un échantillon. En effet, nous avons constaté que cette fraction était formée essentiellement par les minéraux des argiles puis par du calcaire sous forme microgranulaire et enfin par du quartz dont la présence nous a été révélée par la diffraction des rayons X. Ce minéral ne forme que très rarement

Source : MNHN, Paris

plus de 10 % du sédiment. Négliger cette teneur et assimiler la pbase pélitique décalcifiée à de l'argile c'est faire, somme toute, une approximation modérée. À cet égard nous sommes plus proches de la conception rigoureuse des minéralogistes que de celle des pédologues. Il n'en reste pas moins vrai que la teneur en argile ainsi obtenue par voie indirecte n'est qu'approchée. Il en va de même pour les fractions poudres, sablons, sables et graviers dans lesquelles on dose, avec précision, la teneur en calcaire, obtenant simultanément la quantité de substance décarbonatée. Cette dernière est essentiellement constituée par du quartz, de la silice biogène (Radiolaires, Diatomées, spicules d'Eponges) auxquels s'ajoutent, en proportion bien moindre, un cortège de minéraux, accessoires des roches et des fragments de roches. La silice est dans la plupart des cas l'élément très largement dominant de la fraction décarbonatée d'où l'appellation de cette dernière : « ***fraction siliceuse*** ».

Remarque :

Il est évident que pour éviter, dans des cas particuliers, d'exprimer une concentration de glauconie ou de micas par exemple « en silice », il est nécessaire de doubler systématiquement cette méthode approchée de laboratoire par une observation directe aisément réalisable sur les différentes fractions granulométriques, démarche dont, au demeurant, on ne peut se dispenser dans toute étude sédimentologique.

En définitive, nous pensons que pour l'application combinée de deux méthodes sédimentologiques : fractionnement granulométrique et calcimétrie, nous nous sommes donné les moyens d'exprimer d'une façon raisonnablement approchée l'importance relative des trois pbases minérales majeures qui déterminent la nature d'un sédiment :

— le calcaire;
— l'argile;
— la fraction siliceuse.

Cette démarche, jointe à la différenciation granulométrique en boues, vases, sables et graviers constituent les bases de notre classification déjà exposées dans plusieurs notes antérieures (LECLAIRE 1968 b. et 1969 b.). Cette classification est développée dans le tableau I et résumée pour sa partie minéralogique par le diagramme triangulaire de la figure 2. Vis à vis de la classification générale des roches sédimentaires, elle peut être raccordée au *groupes des roches détritiques* (AUBOUIN, BROUSSE, LEHMAN - 1968), si l'on considère que le calcaire et la silice bien que biogéniques sont aussi biodétritiques. Dans ce cas, notre classification ne constitue qu'un ensemble de subdivisions des *sous-groupes arénites et lutites* (*pélites*) soit, pour les roches meubles : les sables, les boues, vases et silts.

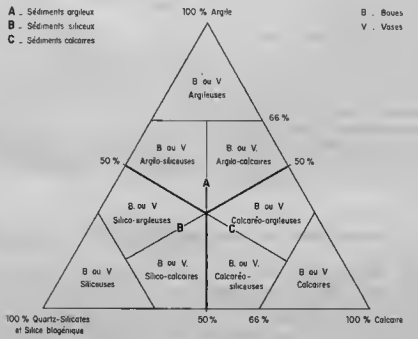


FIG. 2. — Classification des sédiments meubles.

Source : MNHN, Paris

TABLEAU 1
Classification des sédiments.

Sédiment non consolidé	
ARENITES (sédiments arénitiques)	PELITES – LUTITES (sédiments pélitiques)
Sédiment granulaire hydraté ou non (contient moins de 10 % de particules à $\emptyset \leqslant 2\,\mu$)	Sédiment cohésif, hydraté. (contient plus de 10 % de particules à $\emptyset \leqslant 2\mu$)
avec $\alpha^* > 2$ mm SABLES et GRAVIERS	avec moins de 10 % de particules à $\emptyset \geqslant 100\mu$) BOUES
avec $\alpha^* \leqslant 2$ mm SABLES et SABLONS	avec plus de 10 % de particules à $\emptyset \geqslant 100\mu$) VASE

Phase minérale dominante	Importance relative des trois phases minérales majeures	Faciès
Calcaire	Calcaire $\geqslant$ 66,6 %	Boues ou Vases Calcaires
	Calcaire > argile > silice	» calcaréo-argileuses
	Calcaire > silice > argile	» calcaréo-siliceuses
Argile	Argile $\geqslant$ 66,6 %	» argileuses
	Argile > calcaire > silice	» argilo-calcaires
	Argile > silice > calcaire	» argilo-siliceuses
Fraction Siliceuse	Silice $\geqslant$ 66,6 %	» siliceuses
	Silice > calcaire > argile	» silico-calcaires
	Silice > argile > calcaire	» silico-argileuses
Calcaire	Calcaire $\geqslant$ 75 %	Sables et graviers ou Sables et sablons calcaires
	Calcaire > silice	» » » calcaréo-siliceux
Fraction Siliceuse	Silice $\geqslant$ 75 %	» » » siliceux
	Silice > calcaire	» » » silico-calcaires

Source : MNHN, Paris

Si, à nos yeux, le principal inconvénient de cette classification est d'être appliquée à partir de données approchées, ses principaux avantages sont d'une part la simplicité et d'autre part son objectivité car elle ne fait pas intervenir de considérations subjectives ou qualitatives comme, par exemple, l'origine.

4 — LES ANALYSES MINÉRALOGIQUES.

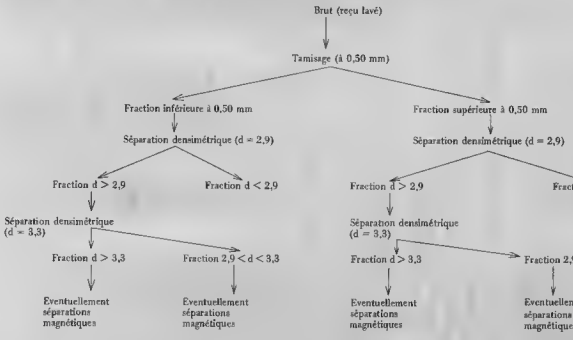
a) Études des minéraux des sables.

La méthode la meilleure que nous aurions pu utiliser est celle définie par S. Duplaix (1958a). Mais, à cause de la précision même des résultats qu'elle donne et le temps nécessaire à son exécution (comptage) cette méthode doit être réservée à des analyses fines destinées à résoudre des problèmes précis. Or, pour ce qui est de notre étude, qui offre le caractère de prospection générale d'une vaste étendue, la mise en évidence de tels problèmes demande, dans un premier temps, un inventaire des espèces minérales les plus fréquentes. C'est pour cette raison que nous nous sommes contenté d'une identification des minéraux et d'une estimation quantitative relativement imprécise de leur fréquence suivant les normes utilisées par le B.R.G.M. (Parfenoff).

Dans le but de faciliter l'examen minéralogique, les échantillons ont été soumis à des fractionnements sélectifs permettant un découpage en lots secondaires de composition moins complexe que la fraction issue de l'échantillonneur-diviseur, au départ. Ces coupures, basées essentiellement sur la densité et la susceptibilité magnétique des minéraux ont été effectuées suivant le schéma de traitement ci-joint (tableau 2).

Tableau 2

Schéma de traitement des minéraux des sables (B.R.G.M.).



Au cours de ces opérations, le séparateur électromagnétique Frantz a été utilisé avec les caractéristiques d'emploi suivantes :

— pente longitudinale : 15°

— pente latérale : 15°

Source : MNHN, Paris

Les fractions obtenues à partir de ces séparations ont été examinées à la loupe binoculaire. De nombreux lots de contrôle portant sur le diagnostic des minéraux ont été fait au microscope polarisant, par voie micro-chimique qualitative ou par diffraction des rayons X. Des échantillons témoins qui nous ont permis d'établir une collection type ont été analysés conformément à cette méthode par le B. R. G. M.

b) Étude des minéraux des argiles.

Cette étude repose essentiellement sur la diffractométrie de la fraction argileuse, l'analyse thermique différentielle n'a été utilisée que dans quelques cas, pour confirmer la présence de kaolinite et de chlorite.

Vis-à-vis du problème relativement complexe de l'étude approfondie des argiles, nous avons adopté la même position que précédemment. Notre but a été de faire l'inventaire, avec une estimation quantitative, des espèces les plus caractéristiques. Nous n'avons pas jugé indispensable d'entreprendre des études spécifiques très fines concernant la cristallinité et la composition précise des édifices complexes formés par les *interstratifiés*. La détermination des espèces minéralogiques a été faite à partir des travaux de J. Lucas, Th. Camez et G. Millot (1959), G. Brown (1961) et H. Chamley (1963). Un grand nombre d'analyses a été effectué au B. R. G. M. (Dumas).

Conditions opératoires

Les appareillages utilisés ont été successivement : un cristallobloc C. G. R. à anticathode (B. R. G. M.) et un « *Tèta 60* » C. G. R. Le régime de fonctionnement du cristallobloc a été déterminé par les caractères suivants : 45 kVA, 13 mA. L'appareil était muni d'un monochromateur à lame de quartz. La vitesse d'exploration du compteur a été fixée à 1° par minute et le secteur exploré de 2° θ à 18° θ. Pour le « *Tèta 60* » da la C. G. R. les caractéristiques d'utilisation ont été les suivantes : 40 kVA, 15 mA; la vitesse d'exploration et le champ sont identiques.

La fraction argileuse a été obtenue après lavages répétés, dispersion à l'aide d'un appareil à ultrasons de laboratoire, centrifugation et sédimentation. La suspension de particules ainsi obtenue — particules dont le diamètre moyen est inférieur ou égal à 5 microns — est mise à évaporer sur des lames de verre en étuve à 50°. Les minéraux argileux contenus dans cette suspension s'orientent par sédimentation suivant le plan 001 (agrégats orientés) ce qui permet de renforcer notablement les raies basales.

Trois lames de verre sont préparées pour chaque échantillon. L'une d'elles est examinée sans traitement préalable, la seconde est chauffée 5 heures à 550° avant examen, la troisième est soumise à l'action saturante de vapeurs de glycol-éthylène pendant une nuit. Ces traitements différentiels permettent de caractériser plus étroitement les différentes familles de minéraux argileux.

L'appareillage a été étalonné par la méthode de l'étalon externe : diffractométrie sur des espèces pures : illite, chlorite, kaolinite, montmorillonite et sur des mélanges de ces dernières.

Estimation quantitative

L'appréciation quantitative de l'abondance des espèces dans un échantillon a été effectuée à partir de la mesure de la hauteur des pics sur le diffractogramme ou de leur surface suivant les cas. Les mesures obtenues ont été ramenées en pourcentages. Les valeurs ainsi exprimées sont relatives et valables au mieux à 10 % près.

Remarque. La kaolinite donne des pics exagérés par rapport à ceux des autres minéraux. Avec l'Ecole de Strasbourg, nous n'avons considéré que le tiers de la hauteur des pics de kaolinite dans le calcul de nos pourcentages.

5 — ANALYSE MORPHOSCOPIQUE ET MORPHOMÉTRIQUE.

Le fondement et l'intérêt de ces méthodes a été particulièrement bien mis en évidence dans le chapitre IV, « *L'analyse de l'altération des formes* », de la thèse de A. Rosfelder (1961). Nous avons appliqué les méthodes de cet auteur dans leur intégralité.

Source : MNHN, Paris

Rappelons que l'état morphoscopique d'une particule sédimentaire, d'un minéral observé à un moment donné, dépend de deux ensembles de phénomènes :

1° Les phénomènes d'altération propres au milieu où se meut le minéral.

2° Les phénomènes d'altérabilité propres au minéral, liés à sa dimension, sa forme à l'état natif, sa nature minéralogique et ses propriétés mécaniques.

L'action du milieu, son « *agressivité* » à laquelle est soumise la particule détritique depuis sa formation (cristallisation) et son détachement de la roche mère jusqu'à son observation par le géologue se traduit dans la plupart des cas par une perte de matière. Estimer, d'une manière aussi approximative soit-elle, cette perte de substance qui accompagne le passage d'une forme « *native* » à une forme « *évoluée* », c'est se donner les moyens d'apprécier les degrés d'*agressivité* de ce milieu ou, d'une façon générale, l'intensité du remaniement. C'est dans cet esprit que nous avons appliqué ces méthodes sur la partie sablonneuse de la frange littorale de notre région.

A. Rosfelder et d'autres auteurs ont montré qu'on peut apprécier les actions qui ont contribué à dégrader la forme originelle par la mesure de l'angulosité et de la rugosité des particules considérées comme résultat de l'*agressivité* du milieu. Alors que A. Cailleux (1963) dans sa morphologie subjective liait ces deux états (grains « *ronds-mats, émoussés-luisants* »). A. Rosfelder propose de les dissocier en réduisant d'une part l'appréciation de la rugosité aux termes figurant l'état de surface :

— surface grenue;
— surface mate;
— surface luisante,

et en exprimant d'autre part l'angulosité par la mise en jeu de l'intercept b de la particule et de son aspérité principale. Il définit un indice d'angulosité simple $A'\phi = d'\phi - b'\phi$ et moyenne :

$$A''\phi = \frac{d'\phi + d''\phi + d'''\phi}{3} - b'\phi$$

très satisfaisant : $d\phi$ et $b\phi$ sont mesurés sur la platine à prisme avec un réticule logarithmique, gradué en unité phi.

Les mesures de $A''\phi$ ont été groupées en trois classes et portées sur un diagramme triangulaire, dont les sommets représentent les valeurs suivantes :

A. — grains arrondis à très arrondis, $0 \leqslant A''\phi \leqslant 1$
B. — grains subarrondis à suhanguleux, $1 < A''\phi \leqslant 2$
C. — grains anguleux à très anguleux, $2 < A''\phi \leqslant 3$

Le quartz est le minéral le plus abondant dans les formations détritiques et plus particulièrement dans les dunes, objet de cette étude; il est évidemment commode de le choisir pour effectuer ce genre de mesure. Ce choix, parfaitement valable pour l'appréciation des états de surface est moins satisfaisant pour l'angulosité car ce minéral est le plus souvent xénomorphe dans la roche mère, on ne peut donc pas connaître sa forme « *native* ». En conséquence, parallèlement à nos mesures sur les quartz de dimension la plus fréquente dans l'échantillon (Mode), nous avons aussi mesuré l'angulosité de minéraux comme les tourmalines et zircons de la fraction lourde. Leurs propriétés mécaniques (résilience, dureté) proches du quartz rendent possibles d'éventuelles corrélations. D'autre part, ces deux espèces minérales permettent de mieux saisir les apports secondaires et corrélativement l'importance relative, résiduelle, du stock de particules les plus anciennes.

6 — OBSERVATIONS AU MICROSCOPE ÉLECTRONIQUE A BALAYAGE « STÉRÉOSCAN ».

Le microscope électronique à balayage a été utilisé comme moyen d'observation et de photographie dans les domaines où les microscopes optiques classiques deviennent insuffisants. Pour beaucoup de problèmes cette insuffisance apparaît dès qu'on veut travailler dans la gamme de dimensions comprises entre 100 et 1 micron et tout particulièrement en-dessous de 25 microns.

Source : MNHN, Paris

Nous avons pu ainsi observer très aisément la composition de la phase granulométrique poudre et sablons. Pour la fraction comprise entre 25 et 100 μ, nous avons utilisé les refus des tamis obtenus au cours de la granulométrie. Pour la fraction comprise entre 2 et 25 μ, un échantillon moyen de 100 cc est prélevé dans la suspension défloculée obtenue après tamisage. Par centrifugations (3 mn à 1 500 t) et décantations successives interrompues par des remises en suspension par ultra-sons, on élimine la fraction inférieure à 2 μ (l'argile) jusqu'à ce qu'en fin de traitement l'eau distillée surnageante soit limpide. Après une dernière remise en suspension, on dépose sur une lamelle quelques gouttes de la préparation. On sèche en étuve pendant une demi-heure. Il ne reste plus alors qu'à métalliser dans l'évaporateur sous vide.

Estimation quantitative du calcaire d'origine nannoplanctonique par rapport au calcaire total de l'échantillon brut.

De tous les éléments biogéniques facilement identifiables par une observation au microscope électronique, les Coccolithes sont de loin les plus fréquents dans la fraction granulométrique comprise entre 2 et 25 μ : la fraction aleuritique fine. Sans qu'il soit question de détermination systématique nous avons tenté d'estimer la fraction du calcaire total qui leur est imputable. Pour ce faire, nous dispositions de la teneur en aleurites fines de l'échantillon total sec et de la quantité de calcaire contenu dans cette fraction aleuritique. En première approximation, il suffisait donc d'estimer la densité des Coccolithes observés sur chaque préparation. Une seule métbode était applicable : le comptage. Pour tenir compte de l'hétérogénéité de la préparation, nous avons effectué nos comptages sur cinq plages de 2 000 μ^2 dont une au centre et les quatre autres situées suivant les directions cardinales à mi-chemin entre le centre et le bord. Afin de simplifier l'opération, seuls les Coccolithes entiers ou en fragments ont été comptés et leur densité exprimée en nombre d'individus pour 10 000 μ^2.

Au cours de ces mesures, nous avons constaté que les fluctuations de la densité des Coccolithes n'étaient pas systématiquement corrélables avec la teneur en calcaire de la fraction aleuritique fine (2 — 25 μ). Il a donc été nécessaire de déterminer, en première approximation, la part du calcaire total de cette fraction attribuable aux Coccolithes.

Pour ce faire, les équivalences empiriques suivantes ont été utilisées :

(1)	(2)	(3)
1 à 15	5 %	T. rare
15 à 30	10 %	Rare
30 à 60	20 %	P. abondant
60 à 120	40 %	Abondant
120 à 240	80 %	T. abondant
240 à 480	100 %	T.T. abondant

(1) Nombre de coccolithes observés pour 10 000 μ^2 explorés.
(2) Estimation de la teneur en calcaire correspondante dans la fraction 2 — 25 μ.
(3) Code qualitatif.

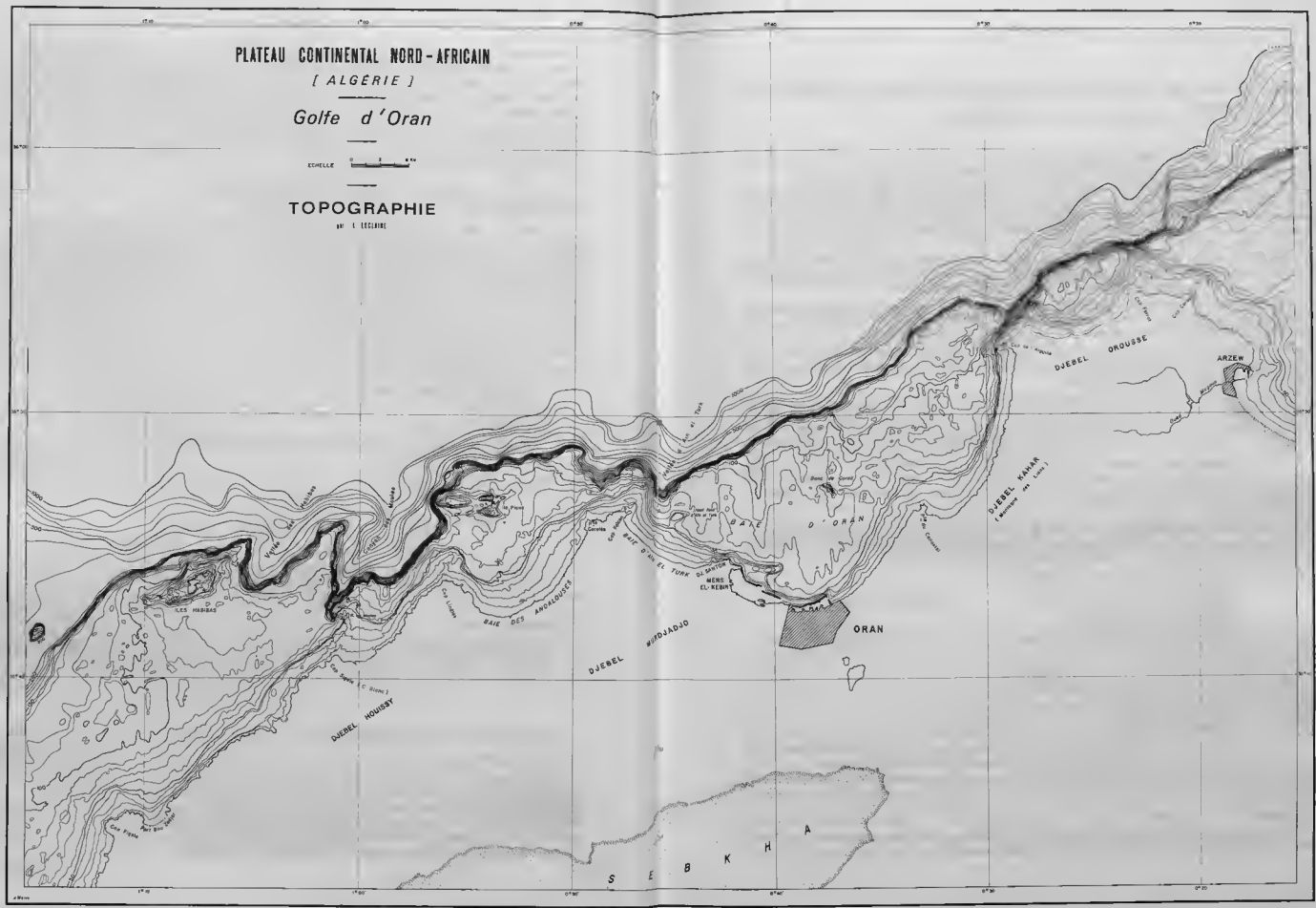
Remarque :

Les résultats obtenus de cette façon ne peuvent être qu'approchés. Il s'agit en effet d'une estimation quantitative effectuée à la suite de préparations au cours desquelles des fluctuations dans la répartition relative des coccolithes sont probables.

7 — ÉTUDE DE LA TEXTURE DES SÉDIMENTS DES CAROTTES PAR LAMES MINCES.

Après quelques essais comparés des techniques de consolidation par le méthymétacrylate de Hagerman et Hystrom (1952) et par la méthode au baume du Canada de Debyser (1956), nous avons préféré cette dernière qui présente le grand avantage de substituer progressivement à l'eau, un solvant du baume et ainsi de ne pas perturber les figures de sédimentation des carottes. Nous avons particulièrement apprécié cette méthode dans son application à l'étude du *grano-classement* et de la *microstratification* des dépôts sablonneux (*turbidites*) ou coquilliers.

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

8 — STRATIGRAPHIE DES DÉPOTS RÉCENTS PAR L'ÉTUDE DES THANATOCOENOSES DE FORAMINIFÈRES.

Les travaux de nombreux auteurs et plus particulièrement C. Emiliani (1954, 1955) de A.W. Be (1959, 1966), de G. Boltovskoy (1966), de R. Todd et F.L. Parker (1958) ont montré que :

1°) Le développement de certaines espèces ou de groupes d'espèces de Foraminifères planctoniques semble dans l'état actuel des connaissances, être conditionné par des paramètres physico-chimiques de l'eau de mer, la température par exemple; il existe en effet des associations de Foraminifères typiques d'eaux froides, arctiques, d'eaux chaudes équatoriales et tropicales, d'eaux tempérées à subtropicales;

2°) Réciproquement, la recherche de ces associations caractéristiques dans les dépôts récents prélevés par carottage permet dans les cas favorables de déceler des variations dans la température des mers au cours du Quaternaire et en particulier du Quaternaire récent;

3°) Ces variations de température sont liées à des oscillations climatiques et montrent une certaine relation avec les pulsations glaciaires; ces faits ont été mis en évidence par l'étude des paléo-températures et par la chronologie absolue des dépôts continentaux et marins.

La mise en œuvre de ces données permet de dater indirectement les dépôts des carottes avec d'autant plus de précision pour le Quaternaire récent qu'on y associera des déterminations d'âges absolus (C^{14}) servant de point de repère et d'étalon.

Cette méthode qui apparaît dans son principe relativement simple, présente souvent dans son application des difficultés. Il est nécessaire de travailler sur des carottes qui soient parfaitement réussies du point de vue technique c'est-à-dire non remaniées au moment du prélèvement. Il semble souhaitable de ne tenir compte que des dépôts *typiques* car l'introduction d'espèces remaniées contemporaines voire même fossiles dans des dépôts *atypiques* (turbidites par exemple) perturbe l'analyse et fausse les résultats. Enfin les corrélations stratigraphiques entre différentes carottes sont souvent délicates à établir d'un bassin à un autre car on constate fréquemment une sorte de différenciation régionale des associations de Foraminifères planctoniques et même une prédominance de une ou deux espèces telle qu'elle masque les fluctuations éventuelles des autres espèces.

Après une étude approfondie des travaux de Todd et Parker et une reconnaissance des principales espèces planctoniques contenues dans nos carottes nous avons choisi, comme indicateur des trois milieux : eaux chaudes - tempérées - froides, les espèces suivantes :

— eaux chaudes (tropicales à tempérées chaudes),
  Globigerinoïdes tribola et *sacculifera*;
  Globigerinoïdes ruber (var. rose);
  Globorotalia truncatulinoïdes;
  Globigerinella aequilateralis;.
— eaux tempérées (tempérées chaudes à tempérées froides),
  Globoratalia inflata;
  Globigerinoïdes ruber (var. blanche).
— eaux froides (tempérées froides à subarctiques),
  Globigerina quinqueloba;
  Globoratalia scitula;
  Glabigerina pachyderma.

Ces espèces ont été comptées à partir d'une population moyenne de 1 000 à 2 000 Foraminifères, représentative de l'échantillon total constitué par le refus de tamis à maille de 100 microns.

Le calcul de la fréquence de chaque espèce se fait par rapport au nombre total d'individus témoins obtenu par comptage. Il s'agit donc de fréquences relatives uniquement.

Remarque :

A propos des espèces *Globigerina quinqueloba* et *pachyderma*, on ne compte que les espèces adultes et typiques, les formes jeunes étant assez difficiles à différencier.

Source : MNHN, Paris

II — LES MÉTHODES GÉOCHIMIQUES

Nous n'avons pas été amené à utiliser des méthodes d'analyse chimique pour faire œuvre de géochimie. Pas un instant nous n'avons perdu de vue notre état et nos intérêts de naturaliste, plus particulièrement de sédimentologue. Mais l'apport des méthodes purement sédimentologiques comme celles exposées ci-dessus est insuffisant dès lors que l'on veut avoir un aperçu des toutes premières modifications du sédiment après dépôt, manifestations du début de la diagenèse. L'état de sédiment, accumulation plus ou moins meuble de particules diverses, n'est, à cet égard, qu'une transition. A peine s'est-il individualisé en un dépôt que commence son évolution vers un stade final : la roche sédimentaire. Aussi, tenter de saisir quelques aspects de cette évolution est-ce faire avant tout œuvre de géologue même si les méthodes utilisées sont indirectes et ressortissent de la géochimie.

Le siège des mécanismes physico-chimiques, biochimiques, où commence la transformation du sédiment, si faible soit-elle, est l'interface eau-sédiment. A la suite de nombreux travaux de géochimie, il apparaît que les modification les plus importantes (à ce niveau) et les plus facilement décelables sont celles qui affectent la matière organique, le soufre et le fer. Aussi, avons-nous mis en œuvre les moyens susceptibles de déceler, d'abord la présence de ces substances et ensuite leur état au sein du sédiment.

1 — DOSAGE DE LA MATIÈRE ORGANIQUE.

Sous cette appellation de *matière organique* se cache une certaine ignorance de la nature et de l'état des substances biogéniques hydro-carbonées, protéiniques, etc. Depuis fort longtemps, on tente d'améliorer nos connaissances à ce sujet en ramenant ce problème complexe à la recherche de deux éléments de base des molécules organiques : le carbone et l'azote. C'est une première investigation, la plus simple, que nous avons réalisée par les méthodes exposées ci-dessous.

a) Dosage du carbone organique.

Deux principes différents animent deux groupes de méthodes couramment utilisées pour le dosage du carbone organique des sédiments : le premier consiste à mesurer la quantité de CO_2 libérée par l'incinération de la matière organique, le deuxième à mesurer la quantité d'oxydant consommé à par le passage du carbone à l'état de CO et de CO_2. Du premier principe dérivent essentiellement deux méthodes : dans l'une, la méthode Dumas, l'incinération se fait au four à température élevée donc par voie sèche, dans l'autre, elle est obtenue par l'action d'un puissant mélange oxydant en solution donc par voie humide. Dans les deux cas, il est nécessaire, soit d'éliminer le CO_2 des carbonates, soit de le doser avec une grande précision, opération relativement délicate lorsque le sédiment brut en contient beaucoup. D'autre part, la mise en œuvre et la maintenance de l'appareillage nécessaire, si on veut des mesures très fidèles, sont très onéreuses et demandent beaucoup de soins (Goni et Parent, 1966). Au cours de plusieurs essais et malgré les précautions prises, il a été constaté d'importantes fluctuations dont la cause n'a pas été déterminée, qui rendaient indispensables l'exécution de plusieurs analyses par échantillon d'où un rendement faible. Ce dernier inconvénient a eu beaucoup d'importance pour nous qui avions un millier d'analyses à effectuer.

Notre attention s'est, dès lors, reportée sur les méthodes basées sur le dosage en retour de la quantité d'oxydant (mélange sulfochromique en général) restant après destruction de la matière

Source : MNHN, Paris

organique. Ces méthodes présentent pourtant trois inconvénients importants : 1°) on dose pratiquement tout ce qui est oxydable dans le sédiment, en particulier le chlore du chlorure de sodium; 2°) il est difficile de s'assurer que le carbone a été oxydé en totalité à l'état de CO_2, or c'est sur cette hypothèse que sont fondés les calculs; 3°) enfin, à chaud, si les précautions suffisantes ne sont pas prises, l'acide chromique en milieu sulfurique concentré peut subir une auto-décomposition avec passage des ions chrome de l'état de Cr^{7+} à Cr^{3+}.

Ces inconvénients bien connus de la méthode ANNE ont été notablement réduits par les perfectionnements apportés par B. DABIN (DABIN et BRION, 1967). Le chlorure de sodium n'est plus gênant car le dosage de la quantité d'ions Cr^{3+} apparus au cours de la réaction d'oxydation se fait par colorimétrie; le chlore qui se dégage sous forme de vapeurs rouges de chlorure de Chromyle (CrO_2Cl_2) n'intervient plus. Cependant cette méthode ne devient très intéressante sur le plan de la rapidité d'exécution et par conséquent de la rentabilité que lorsque l'on peut disposer d'un technikon comme à l'O.R.S.T.O.M., ce qui n'était pas notre cas. Toutefois, M. DABIN a montré, à la suite d'une étude comparative que statistiquement il existe une bonne correspondance entre cette méthode ANNE modifiée et celle de WALKLEY et BLACK. Nous avons testé celle-ci et constaté que sa mise en œuvre était très simple. Elle présente l'avantage sur la méthode ANNE de l'attaque à froid mais l'oxydation de la matière organique dans ces conditions n'est pas complète. Il suffit cependant, la méthode étant très fidèle, de déterminer un coefficient de correction moyen (en général égal à — ou très voisin de — 1,32) à partir d'analyses comparatives (par d'autres méthodes) d'une trentaine d'échantillons représentant l'éventail des différents types de sédiments. Ce procédé permet de ne pas avoir à tenir compte du chlorure de sodium des sédiments. Notons à cet égard que A. BRUNEL (1948) a proposé d'éliminer l'influence des chlorures en les précipitant à l'état de chlorure d'argent insoluble par le sulfate d'argent. Il faut alors déterminer au préalable la teneur moyenne en chlorure des échantillons et calculer la quantité de $Ag\,SO_4$ suffisante pour le neutraliser.

Compte tenu des remarques faites ci-dessus **nous avons finalement adopté la méthode de** WALKLEY et BLACK, laquelle bien qu'approchée, nous a donné des résultats satisfaisants.

b) DOSAGE DE L'AZOTE.

Ce dosage ne pose pas le même problème de choix que le précédent. Nous avons appliqué la seule méthode couramment utilisée : celle de KJELDALH. Sa précision a été améliorée par la mise en œuvre de l'appareil de PARNAS-WAGNER. La minéralisation a été conduite en présence du catalyseur PROLABO. L'azote des nitrates et des nitrites n'est pas dosé.

c) LE RAPPORT C/N.

La signification de la valeur du rapport C/N peut être envisagée (avec prudence) suivant deux hypothèses différentes.

La matière organique sédimentée avec les particules détritiques a deux origines : animale et végétale. Plus précisément, les principales sources sont formées par le zooplancton et le zoobenthos pour lesquelles C/N peut varier de 1 à 6 environ, par le phytoplancton à C/N voisin de 6,5, par des débris de végétaux supérieurs marins : Zostères, Posidonies, ou terrestres, pour lesquels C/N est en général supérieur à 15. La matière organique est un mélange des substances provenant de ces différentes sources. Dans une première hypothèse, on considère implicitement que ce mélange est stable et que la valeur de C/N permet de déterminer laquelle des sources a été prépondérante autrement dit l'origine d'une grande partie de la matière organique.

Dans une seconde hypothèse on estime au contraire qu'au niveau de la pellicule biogène de VERNADSKY (pratiquement l'interface eau-sédiment et les quelques dizaines de cm de sédiments sous-jacents), les conditions physico-chimiques et biochimiques sont telles que la matière organique déposée (importante source d'énergie) est rapidement dégradée, sa composition moléculaire étant réorganisée en fonction d'équilibres propres à ce milieu. On donne à cet égard un rôle prépondérant au monde bactérien : bactéries fixatrices d'azote et nitrifiantes — ferro et sulfobactéries — bactéries sulfurantes

Source : MNHN, Paris

— bactéries de la décomposition de la cellulose et de l'albumine. Dans ce cas C/N ne peut être utilisé comme moyen de détermination des origines de la matière organique, il est plutôt le résultat de la dégradation ou de « l'*agradation* » à un moment donné de cette dernière, phénomènes appartenant à la diagenèse précoce.

Nous apporterons, dans un des chapitres suivants, notre contribution à l'étude de ces deux hypothèses.

2 — ANALYSE DU SOUFRE DES SULFURES.

Les travaux d'ARCHANGELSKY (Mer noire), de VAN STRAATEN, de CORRENS (Atlantique Equatoriale), de R. A. BERNER (Golfe de Californie), de DEBYSER etc... ont montré que l'apparition des sulfures, en particulier des sulfures de fer, dans les sédiments actuels, est liée à la diagenèse en milieu réducteur. Ces milieux (euxiniques) s'individualisent dans un bassin de sédimentation lorsque des conditions particulières d'ordre géomorphologique, hydrologique, hydrodynamique, des conditions climatiques en définitive, apparaissent et se maintiennent un certain temps. Les sulfures en sont donc les témoins en même temps que les traceurs.

Par ailleurs, ces travaux ont mis en évidence deux groupes de sulfures de fer : les monosulfures et les bisulfures. Les premiers, revêtus de l'appellation générale d'*hydrotroïlite* : FeS, nH_2O ne semblent pas avoir été décelés partout; ils existent en mer Noire mais sont très rares dans le golfe de Californie. Il est peu probable qu'ils se présentent fréquemment sous la forme de moule interne dans des coquilles ou sous forme facilement observable. Ils sont le plus souvent à l'état diffus dans le sédiment, inclus dans le « *gel argilo-organique* » pseudo-colloïdal. Le deuxième groupe, formé par les bisulfures, est essentiellement représenté par la pyrite (FeS_2). Ce minéral est parfaitement identifiable par les moyens classiques d'observation. Les mécanismes exacts conduisant à sa genèse dans les conditions actuelles sont encore mal connus.

Ce sont ces deux formes de l'état du soufre que nous avons recherchées dans les sédiments de notre région par les méthodes exposées ci-dessous.

a) DOSAGES DES MONOSULFURES.

La méthode de R. A. BERNER (1964) utilisée au B. R. G. M. (GONI et PARENT, 1966) a été appliquée. Les monosulfures ont été décomposés par l'acide chlorhydrique à chaud. L'attaque a eu lieu sur le sédiment brut. Cette technique déplace, en plus du soufre à l'état de SFe, le gaz sulfhydrique dissous dans l'eau interstitielle. Les seules modifications apportées à cette méthode ont été d'une part, l'utilisation de ClH 4 N au lieu de N et du thiodène à la place de l'empois d'amidon comme réactif de l'iode.

Les teneurs en soufre obtenues ont été exprimées en % par rapport à l'écbantillon sec.

b) DOSAGE DE LA PYRITE.

Pour l'appareillage et le mode opératoire, nous avons suivi la méthode au tube de quartz normalisée (A. F. N. O. R. 1962) appliquée habituellement au dosage du soufre dans les produits du pétrole peu volatiles. Son adaptation au dosage du soufre de la pyrite ne présente pas de difficultés majeures. La partie du tube de quartz contenant les deux nacelles a été placée dans la flamme de deux becs Méker (2 m^3/h) réglés au maximum de leur débit (température moyenne obtenue : 1 000 à 1 100°).

La méthode a été au préalable testée et étalonnée par grillage de pyrite étalon seule, puis

Source : MNHN, Paris

mélangée en quantité croissante à la matière inerte, résidu de calcination d'échantillon de sédiment. Un certain *effet de matrice* ne permettant d'extraire que 93 % ± 2 % en moyenne du soufre total a été constaté.

Les échantillons bruts, séchés, broyés et pesés ont subi avant le dosage du soufre de la pyrite une attaque par ClH 4N pendant 5 minutes. Par centrifugations et décantations successives, l'insoluble fut recueilli puis séché à 105° en étuve pendant 12 h. Le résidu sec était ensuite broyé et tamisé de façon à obtenir une poudre granulométriquement très homogène. Un gramme de cette poudre était alors réparti dans deux nacelles en quartz sous la plus faible épaisseur possible, puis calciné pendant 10 mn. L'entraînement des gaz a été assuré par une trompe à eau et contrôlé par un débit-mètre.

Le calcul de la teneur en soufre se fait en tenant compte de la quantité d'insoluble contenu dans l'échantillon total. Les résultats sont exprimés en % de S. par rapport à l'échantillon total sec.

Remarque :

Cette méthode ne dose pas le soufre des sulfates, mais elle extrait en revanche le soufre de la matière organique. Vu la teneur en carbone organique relativement faible des sédiments, on considère que les résultats obtenus ne se rapportent qu'au soufre de la pyrite.

3 — ANALYSE DE L'ÉTAT DU FER SOLUBLE DANS ClH A CHAUD.

Cette méthode conçue dans le but très précis d'apprécier le degré d'oxydation d'un sédiment a fait l'objet d'une note publiée antérieurement (LECLAIRE L. 1968 a.).

Nous ne faisons ici qu'en résumer le contenu. La recherche systématique d'authigénèses contenant du fer dans tous les échantillons de Boues et Vases par les moyens d'observation classiques (microscope et binoculaires) nous a conduit à effectuer le classement suivant :

1. Sédiments à gœthite - limonite.
2. Sédiments à gœthite - limonite et glauconie.
3. Sédiments à chlorites - sidérites - (ferro-calcite)-monosulfures.
4. Sédiments à pyrite.

L'extraction du fer soluble par attaque de HCl (4N) à chaud appliquée à ces mêmes échantillons a permis de connaître la quantité relative de fer à l'état ferreux et ferrique qu'ils contiennent et d'obtenir le rapport :

$$\frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+}} \text{ ou "indice rédox" approché, } I_{re}^{*}.$$

Nous avons alors constaté qu'il existait une relation entre cet indice et les types de sédiments identifiés, en ce sens que le passage du type à gœthite-limonite au type à pyrite s'accompagne d'une diminution de I_{re}^{*}. (Fig. 3).

Cette corrélation serait à prévoir et même évidente si toutes les authigenèses ferrifères étaient solubles dans les conditions que nous avons adoptées. Or la pyrite est insoluble, la glauconie l'est faiblement. De toute façon la quantité estimée de fer contenue dans les authigenèses d'un échantillon est sans commune mesure avec la quantité de fer extrait par notre traitement, elle est beaucoup plus faible. On est donc amené à penser que beaucoup de fer non combiné existe à l'état d'oxyde ou même ionique dans le sédiment, adsorbé à la surface des phyllites, logé au niveau des plans de clivage ou complexé sous forme de chélates par la matière organique. Deux observations différentes le laissent en effet penser :

1° à la suite de DEBYSER nous avons renouvelé le test de l'O-Phénantroline sur des boues bleues fraîches, la coloration rouge sang qui apparaît est caractéristique de l'ion Fe^{2+};

2° un traitement énergique d'une boue bleue ou grise par l'eau oxygénée à 110 v, en étuve pendant plusieurs heures, amène une décoloration au moins partielle et l'apparition d'une teinte jaune ou brune. Il est vraisemblable que ces modifications soient imputables à la dissociation des complexes organiques, lesquels libéreraient alors le fer ferreux, oxydé immédiatement en hydroxyde ferrique.

Source : MNHN, Paris

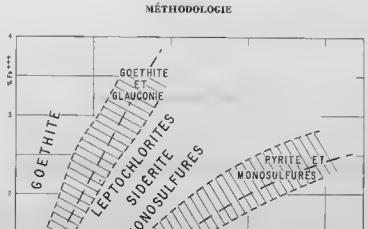


FIG. 3. — Formes minérales authigènes du fer observées dans les sédiments et variations correspondantes des teneurs en Fe^{3+} et Fe^{2+}.

Ce fer non combiné encore mal connu qu'on pourrait appeler « *libre* » ou « *diffus* » est sans doute très facilement mobilisable et mobilisé au sein du sédiment, dans les conditions normales qui règnent au niveau du dépôt. Autrement dit, suivant les conditions d'oxydo-réduction (potentiel rédox) de ce milieu, la quantité de fer oxydé et de fer réduit doit être déterminée par un équilibre voisin de celui-ci :

$$Fe^{3+} + e^- \rightleftharpoons Fe^{2+}$$

dont l'état est fonction du potentiel E :

$$E = k\left(\frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+}}\right)$$

Extraire ce fer « *libre* », exprimer le rapport de ses deux états d'oxydation c'est donc se donner les moyens, d'une façon approchée certes, mais aisée, d'estimer le degré d'oxydation d'un sédiment et par là même avoir une indication sur le potentiel rédox du milieu environnant.

Mode opératoire :

1 g de sédiment sec, finement broyé est attaqué dans un bécher par 20 cc de HCl 4 N pendant 5 minutes à partir du début de l'ébullition qui doit être modérée. Par centrifugation et lavages successifs à l'eau distillée chaude et légèrement acidulée (HCl) on extrait la solution contenant le fer. Cette dernière est ensuite traitée conformément à la méthode colorimétrique pour le dosage du fer ferreux en présence de fer ferrique définie par G. CHARLOT (1961).

L'erreur relative (erreur type) calculée à partir de 30 analyses d'échantillons différents est pour le fer ferreux : $\pm$ 6 % et pour le fer ferrique : $\pm$ 3 %.

Remarque :

Mis à part le calcul de l'indice rédox et malgré leur caractère approché, les teneurs en fer exprimées en % par rapport au poids sec sont parfaitement utilisables en valeur absolue.

Source : MNHN, Paris

III — METHODES ANNEXES

I — LES MÉTHODES DE TRAITEMENT STATISTIQUE DES DONNÉES.

Vu le grand nombre de données numériques fournies par les analyses chimiques nous avons pu dans certains cas appliquer les règles de la statistique pour la recherche et la caractérisation de corrélations simples entre différentes valeurs : carbone et azote organique par exemple.

a) Dispersion d'une valeur caractéristique a l'échelle locale ou régionale.

Pour exprimer cette dispersion nous avons choisi l'écart quadratique moyen ou écart type :

$$\frac{x_i - x}{N}$$

$x_i - x$ = représente l'écart de chaque valeur à la moyenne.

N = le nombre de mesures.

Ces calculs ont été faits, pour la plus grande part, à la main et pour le reste à l'aide de la calculatrice Olivetti 101. Dans le premier cas, pour simplifier les calculs, on effectue un changement d'origine et un changement de variable et on applique enfin la correction de Shepard.

b) Recherche de corrélations empiriques entre deux variables.

Notre première démarche a toujours été de nous assurer d'abord qu'une relation éventuelle entre deux variables était plausible a priori. La seconde a été la construction d'un diagramme de dispersion qui, lorsqu'il y a corrélation, donne en général un nuage de points ordonnés en une forme d'ovale allongé. C'est une mise en évidence uniquement qualitative. Nous avons appliqué ensuite les règles de la description statistique : estimation de la dépendance en moyenne pour préciser la forme de la liaison - calcul d'un indice caractérisant l'intensité de la corrélation. La réalisation de tableaux de corrélation permet ensuite de construire les lignes d'estimation empirique. Pour les cas simples que nous avons traités, ces lignes s'écartaient peu d'une droite. On a alors ajusté ces lignes par la méthode des moindres carrés et obtenu ainsi l'estimée ρ' du coefficient de corrélation donnant l'intensité de la corrélation dans l'hypothèse formulée d'une liaison fonctionnelle linéaire.

2 — CARTOGRAPHIE DES FACIÈS : LES CARTES SÉDIMENTOLOGIQUES. (Cf. Leclaire L., 1969 c).

Les cartes bathymétriques ont servi de fond aux cartes sédimentologiques. La délimitation des affleurements du substratum consolidé est évidemment approximative. Elle a été faite à partir des bandes de sondes, des prélèvements et des minutes d'écriture de sondes du Service Hydrographique

Source : MNHN, Paris

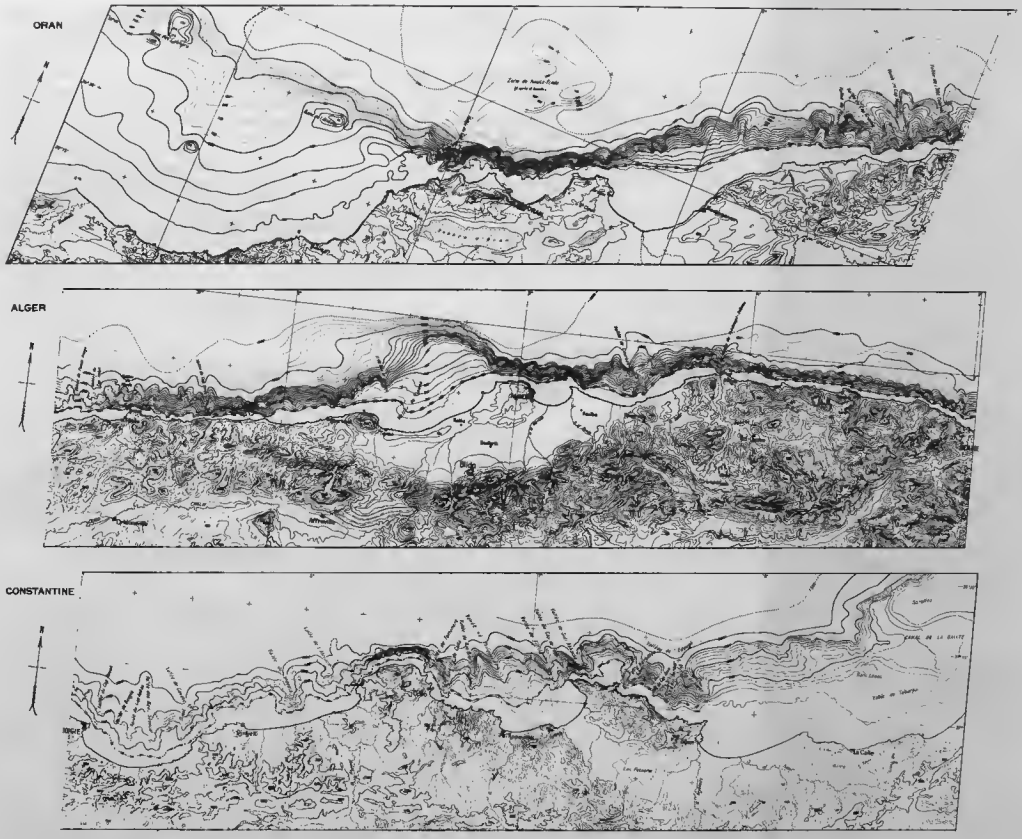


Fig. 4. — Reproduction à échelle réduite de la carte de A. Rospelder (1955).

Source : MNHN, Paris

de la Marine. La représentation des zones à affleurements probables ou immédiatement sous-jacents est hypothétique, basée sur des indices obtenus par dragages, sur l'analyse des sondages. Les affleurements, s'ils existent dans ces zones, ont échappé aux investigations ce qui est fort possible vu la dimension nécessairement grande des mailles de la prospection.

Les limites des faciès ont été tracées à partir de l'analyse détaillée des prélèvements de sédiments, et de l'étude de l'évolution de caractères d'un prélèvement à un autre (teneur en calcaire, en argile etc...). D'autre part, la densité de l'échantillonnage est en général suffisante pour permettre, dans une certaine mesure, l'étalonnage des indications de nature de fond notées sur les minutes d'écriture de sondes de la Marine. Ces documents de même que les cartes allemandes furent utiles pour raccorder les zones séparées par des lacunes importantes.

La légende qui figure sur chaque carte n'est pas propre à celle-ci mais identique pour toutes. Il nous a été par ailleurs impossible de choisir les figurés des trames utilisées de façon à bien différencier les trois groupes de sédiments calcaires, siliceux, argileux. L'utilisation de couleurs conventionnelles est le seul moyen d'y parvenir. Cependant, la reproduction couleur ayant un prix de revient très élevé d'une part, et d'autre part les sédimentologues n'étant pas parvenus, jusqu'à présent, à réaliser un accord complet concernant un système de classification d'ensemble des sédiments, nous avons considéré que nos documents cartographiques ne sont que provisoires. En conséquence, nous avons choisi de figurer les faciès par des trames apparaissant en bistre sur fond noir.

CONCLUSIONS

Une étude sédimentologique ne se réduit pas à la mise en œuvre d'un seul type de méthode : la granulométrie. Pour tenter de mener à bien ses recherches, le sédimentologue est appelé à sélectionner, de la même manière que dans d'autres disciplines, des méthodes permettant de traiter au mieux le sujet choisi. Sélectionner, ajuster, tester, étalonner l'ensemble des techniques exposées ci-dessus a été pour nous, au même titre que la quête des idées, faire **œuvre de recherche**.

Source: MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE II

LE CADRE GÉOMORPHOLOGIQUE DU PRÉCONTINENT ALGÉRIEN

« *La Géomorphologie n'est qu'un moment de la tectonique* » a écrit A. Perrodon (1957), c'est aussi le résultat à un moment donné du Diastrophisme (*) général. Par ailleurs, les caractères de la sédimentation générale qui dépendent essentiellement des conditions physico-chimiques de l'environnement (Physiocratie) sont, de toute façon, plus ou moins influencés par la forme du site. Il est donc indispensable, avant d'étudier la sédimentation (actuelle ou fossile), de dessiner, au préalable, les traits orographiques principaux de la région et d'en évoquer la genèse.

C'est ainsi que dans le cadre de ce mémoire, nous avons été amené, en premier lieu, à représenter avec le plus de précision possible le relief sous-marin de cette région. Un document de base a été rédigé en 1955 par A. Rospelder (voir fig. 4). Les cartes topographiques que nous présentons ici le complètent et apportent des détails concernant plus particulièrement le plateau continental. L'ensemble des données morphologiques issu de l'étude de ces documents sera confronté avec ce que l'on sait du diastrophisme et de la structure géologique marginale de la Berbérie centrale.

Il n'est cependant pas dans nos intentions d'effectuer une analyse approfondie de la géomorphologie de cette région, ce qui sortirait du cadre de nos recherches, mais plutôt de mettre en évidence quelques caractères principaux à l'aide d'hypothèses déjà formulées et de quelques données complémentaires qui nous sont personnelles. Nous espérons ainsi entamer l'étude de la sédimentation holocène sur la bordure algérienne du bassin algéro-baléares en ayant présent à l'esprit quelques caractères morphologiques et structuraux du précontinent.

En conséquence, trois grands sujets seront développés dans ce second chapitre :

A) Description morphologique de la marge continentale algérienne, avec le précontinent algérien dans son cadre méditerranéen, la morphologie du plateau continental;

B) Esquisse géologique littorale et aperçu sur le diastrophisme néogène et quaternaire;

C) Essai d'interprétation géomorphologique dans lequel on tente de relier la morphologie des bordures sous-marines à la nature et la structure de l'arrière-pays.

(*) Ce terme est défini par E. Haug comme : « *l'ensemble des dislocations et des déformations qu'ont subies les couches postérieurement à leur dépôt et à leur consolidation* ».

Source : MNHN, Paris

A. DESCRIPTION MORPHOLOGIQUE DE LA MARGE CONTINENTALE ALGÉRIENNE

I — LE PRÉCONTINENT ALGÉRIEN DANS SON CADRE MÉDITERRANÉEN

L'examen des cartes de la Méditerranée occidentale dressées sous la direction de J. Bourcart (1960 a) montre qu'en règle générale, les terres émergées se prolongent en mer par une bordure sous-marine plus ou moins étendue, plus ou moins plate, appelée *marge continentale* ou encore précontinent. Ce trait morphologique n'appartient pas en propre à la Méditerranée mais, au contraire, est universel. Ce caractère d'ubiquité a sollicité l'attention des géologues et océanographes depuis que Von Richtoffen et Murray ont les premiers envisagé sa genèse et ont d'ailleurs formulé des hypothèses opposées. Si l'on doit la découverte du plateau continental aux observations du Comte De Marsilli sur les abords sous-marins de Marseille, c'est à l'expédition initiale du « *Challenger* » que revient la reconnaissance de son universalité.

D'une façon générale, la surface de la marge continentale a été subdivisée en plusieurs parties dont la différentiation est basée sur le critère de pente. La partie supérieure, la plus élevée, parce qu'elle est plate et de pente généralement très faible est appelée **plateau continental**. Cette partie est comprise entre le niveau 0, au voisinage duquel s'effectue le changement de pente entre le pays émergé et le pays sous-marin, et la première ligne d'inflexion sous-marine (autre changement de pente). Shepard (1948) a calculé la valeur moyenne mondiale de la pente du plateau continental : 0°07'. La première ligne d'inflexion sous-marine qui limite le plateau continental et qui amorce de plus fortes déclivités est un lieu remarquable. Ce **rebord continental** zone de transition, est en quelque sorte caractérisé par le sommet de l'angle que forment le plateau et ce qui lui fait suite : la **pente continentale**. Cette deuxième partie est beaucoup plus déclive : 4°17' (moyenne mondiale de Shepard) et aussi plus étendue que le plateau. Elle se termine au niveau de la plaine abyssale par un deuxième changement de pente, plus ou moins nettement marqué. La transition entre le précontinent et la plaine abyssale peut montrer localement des ondulations longitudinales, « *ondulations précontinentales* », rattachées suivant les auteurs au précontinent ou à la plaine abyssale. C'est en fait un glacis au sens de *continental rise* des auteurs Anglo-saxons.

En Méditerranée occidentale, l'importance relative du plateau et de la pente continentale, leur extension, leur pente et leur topographie sont très variables. J. Bourcart (1959 d) a distingué quatre types de plateau : celui du golfe du Lion, peu différent du plateau atlantique entre New-York et la Floride — le plateau de Cassis à Cannes très étroit et morcelé — le plateau corse et celui du type golfe d'Arzew et de Nemours. De même, le glacis continental de la Basse-Provence est différent de celui des Baléares ou du Sud-Est de l'Espagne.

Néanmoins, des caractères communs existent entre les différents précontinents Ouest-Méditerranéens, le premier est l'altitude du rebord continental qui dépasse rarement — 150 mètres, la moyenne étant de l'ordre de — 110 à — 120 mètres. Le deuxième est lié à la profondeur de la plaine abyssale en Méditerranée occidentale laquelle, en dehors de la fosse tyrrhénienne, dépasse rarement 3 000 mètres (*) (la limite apparente du précontinent se situe entre — 2 000 et — 2 500 mètres).

(*) 3 080 m au large dans le NE de Bougie;
3 184 m dans l'Ouest du Cap Teulada (Sardaigne);
3 420 m dans l'Ouest du Cap Falcone (Sardaigne).

Source : MNHN, Paris

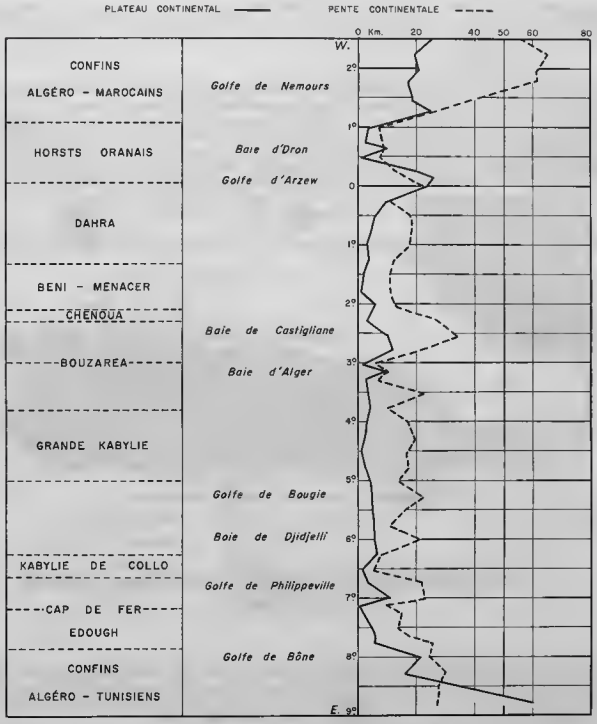


FIG. 5. — Extension comparée du plateau continental et de la pente continentale devant l'Algérie.

Le troisième caractère est très ubiquiste : la pente continentale est en général burinée par des vallées sous-marines profondes qui ne s'évasent pas systématiquement avant leur disparition (enfouissement probable) entre — 2 000 et — 2 500 mètres.

L'ensemble des précontinents et des bordures péri-insulaires surplombe une plaine dépourvue de relief (à l'exception des collines abyssales) et parfaitement horizontale : la plaine abyssale. La Méditer-

Source : MNHN, Paris

ranée occidentale apparaît ainsi comme un vaste bassin de type océanique dans lequel K. G. Eriksson (1965) distingue :

— le bassin algéro-provençal, le plus important;
— le bassin valencien;
— la mer d'Alboran.

En fait, le grand bassin algéro-provençal est formé de deux parties limitées par le resserrement entre l'Ile de Minorque et la Sardaigne. La partie septentrionale est le bassin provençal.

Nous proposons de donner le nom de Bassin Algéro-baléares à la partie méridionale bordée au Nord par les contreforts des îles Baléares et au sud par le précontinent algérien. On verra ultérieurement que, du point de vue sédimentation, il se différencie nettement du bassin provençal car les sédiments de la bordure algérienne jouent un grand rôle dans son remplissage.

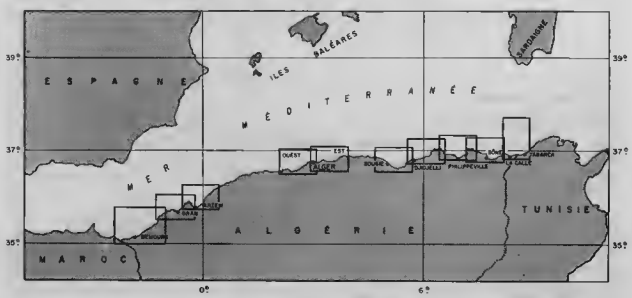


Fig. 6. — Localisation des cartes bathymétriques et sédimentologiques.

II — LA MARGE CONTINENTALE ALGÉRIENNE ET SES CONFINS MAROCAINS ET TUNISIENS

La bordure septentrionale du continent nord-africain forme une partie très importante des rivages méditerranéens. Elle contribue, en particulier, à donner au bassin occidental, dans sa partie Sud entre les Baléares et l'Algérie, entre la Sierra Nevada et les chaînes du Rif, une forme en chenal à fond plat (voir fig. 7) qui, par la mer d'Alboran, se termine à Gibraltar.

Le précontinent de la Berbérie méditerranéenne présente nettement trois aspects : à l'Ouest il forme un paysage sous-marin de plaines plates et étendues (marge continentale marocaine), à l'Est des plateaux submergés sont hérissés d'îles et de hauts-fonds au large de la Tunisie, au centre, devant l'Algérie, la marge continentale est relativement peu étendue et très escarpée. Les flancs septentrionaux de l'Atlas tellien surplombent parfois directement la plaine abyssale.

La carte bathymétrique de A. Rosfelder (1955) (fig. 4), malgré la faible densité des sondages hauturiers grâce auxquels elle a été établie, illustre fort bien, à cette échelle, le relief de ce précontinent. Sur cette carte, l'isobathe 2 000 souligne apparemment le passage entre le *glacis* du précon-

Source : MNHN, Paris

tinent et la plaine abyssale. En fait, cette limite se situe au-delà, entre — 2 000 et — 2 500 mètres, comme le montrent les profils subméridiens des caps Sigli, Bougarouni et Axin et la coupe cap Palos-cap Ténès (fig. 7 et 8). Nous avons vu que cette profondeur est commune à toute la Méditerranée occidentale.

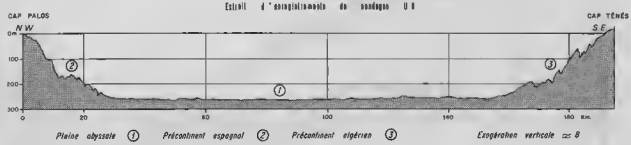


FIG. 7. — Coupe NW-SE (Espagne-Algérie). Méditerranée occidentale. (Extrait d'enregistrements de sondages U. S.).

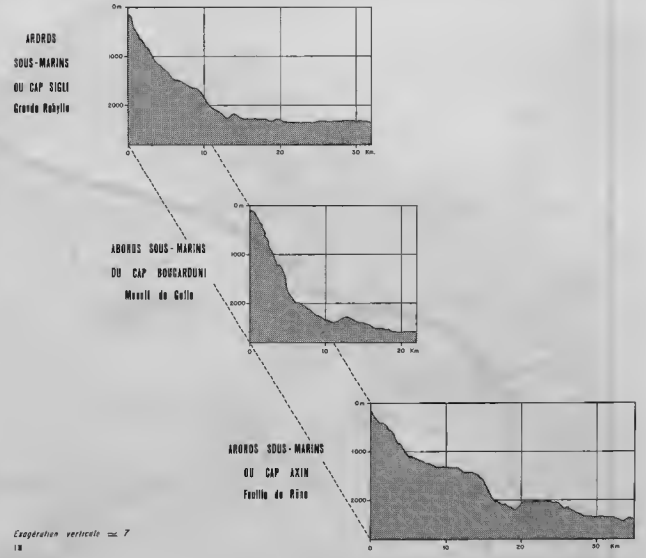
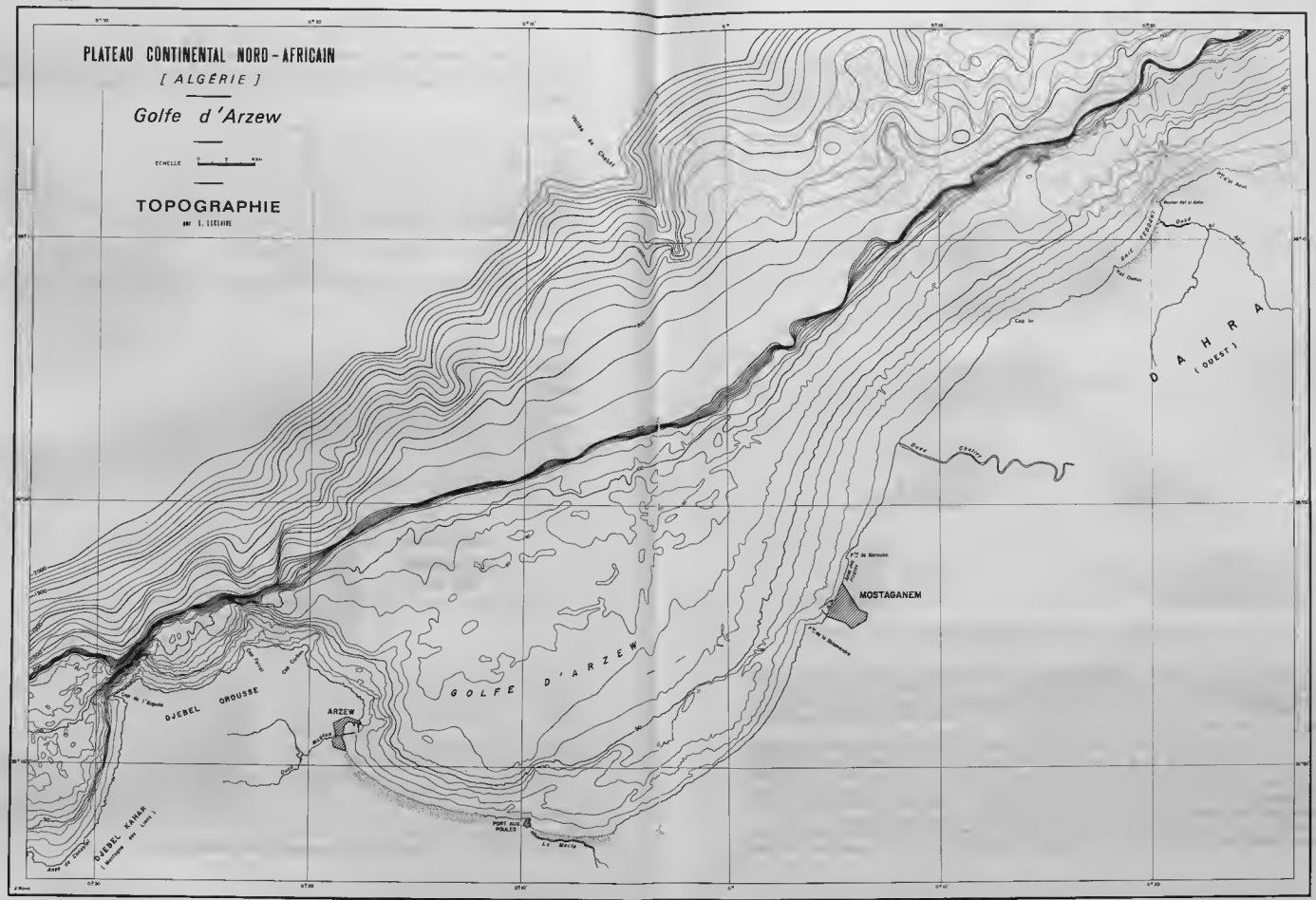


FIG. 8. — Profils sous-marins extraits de bandes de sondes.

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

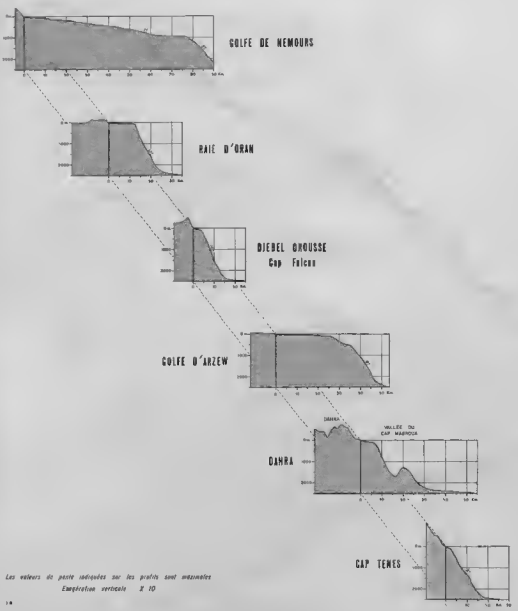


FIG. 9. — Coupes topographiques schématiques de la marge continentale algérienne (occidentale).

L'extension de cette bordure sous-marine est très variable (fig. 5) : 10 km au large du cap Falcon en Oranie, au large du cap Bougarouni (Kabylie de Collo), 55 km devant la baie de Castiglione et 48 dans le golfe de Bône. Cette valeur s'accroît nettement au niveau des confins : 90 km dans le golfe de Nemours, 65 km au large de Tabarca. En dehors de ses confins, la marge continentale algérienne s'étend en moyenne sur une largeur de l'ordre de 24 km.

Le tracé de la courbe enveloppe des — 2 000 mètres, qu'on peut prendre pour schématiser approximativement la limite de la marge continentale, apparaît, sur les cartes comme tout à fait indépendant de celui de la ligne de rivage. Ce fait est particulièrement net en baie de Castiglione, dans les golfes de Bône et de Nemours (voir fig. 4). Il en est souvent de même en ce qui concerne le rebord continental. Si les variations de dimension du plateau et de la pente continentale peuvent paraître liées localement, elles sont bien souvent indépendantes.

Ce plateau continental, avec ses 7 km de largeur moyenne, est l'un des plus étroits du bassin Ouest-méditerranéen. Dans certains cas, il disparaît pratiquement ou se réduit à une corniche sous-

Source : MNHN, Paris

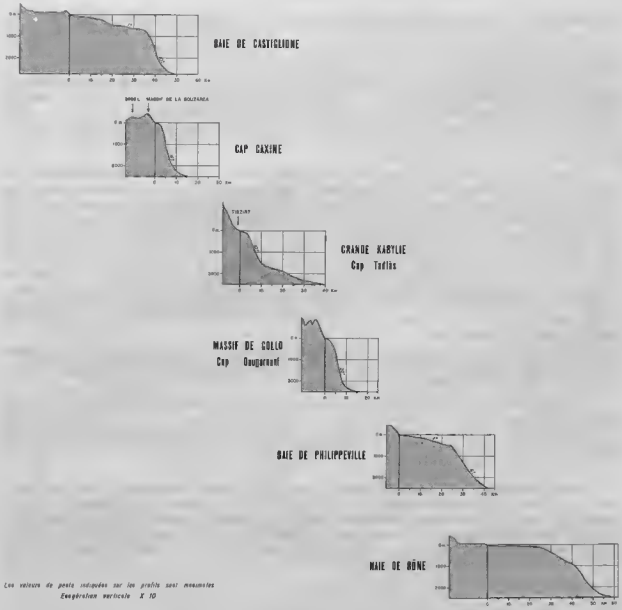


FIG. 10. — Coupes topographiques schématiques de la marge continentale algérienne (orientale).

marine de moins d'un kilomètre de large : cap Bougarouni, région de Ténès. Cette disharmonie est due à un fait noté par tous les auteurs : **à une côte basse correspond généralement un plateau continental large et une pente à faible déclivité relative; au contraire à une côte élevée correspond un plateau réduit, voire inexistant et une marge continentale escarpée.**

Si étroitesse et diversité caractérisent le précontinent algérien, les fortes valeurs de sa pente continentale le singularisent encore davantage. Quelques coupes schématiques (fig. 9 et 10) résument ces traits fondamentaux. On y a porté quelques valeurs de la pente, en particulier les extrêmes : 1° dans le golfe de Nemours, 15 à 20° pour *l'abrupt* de la Kabylie de Collo (cap Bougarouni). La moyenne générale est supérieure à 10° et localement (flanc nord du banc de Matifou par exemple) la pente peut dépasser 20°. Par ailleurs, le *glacis* continental est intensément festonné par des formes en creux que les auteurs (BOURCART et GLANGEAUD, 1954, ROSFELDER) ont identifiées comme étant des vallées sous-marines ou des canyons pour certaines d'entre elles. Ces *vallées*, comme nous le verrons plus en détail dans les pages qui suivent, prennent en effet naissance dans de véritables cirques de

Source : MNHN, Paris

type torrentiel où des ravins entaillent le rebord continental en dessinant la très classique *patte d'oie* que nous retrouvons au départ de nombreux torrents actuellement émergés. Vallées sous-marines et canyons présentent d'autre part des profils en travers et en long totalement identiques à ceux des vallées fluviales de type torrentiel comme l'Ariège (BOURCART, 1952).

Si dans certains cas ce réseau hydrographique sous-marin peut être raccordé à son homologue aérien (vallée de Tamanart par exemple), il s'agit là d'une exception. En fait, on rencontre souvent d'importants canyons ou vallées (canyon des Moules, vallée des Habibas, canyon de Courbet), qu'on ne peut rattacher au réseau hydrographique aérien. Réciproquement, de grandes vallées actuelles comme celles de l'oued Chélif, de l'Isser, de la Soummam, etc... ne semblent pas, en première analyse, se prolonger sur la pente continentale.

Enfin une nouveau regard aux cartes de J. BOURCART (1960 a) et de A. ROSFELDER (1955) nous fait remarquer que la bordure continentale sous-marine algérienne présente des directions dominantes qui semblent déterminer sa morphologie. D'Ouest en Est, l'isobathe 2 000, prise comme repère de direction du précontinent, présente d'abord au large de Nemours une orientation W-E, puis subit une première inflexion devant la baie d'Oran et s'oriente SW-NE. Devant le massif des Béni Ménacer, cette ligne est devenue sensiblement W-E puis s'incurve dans le golfe de Bougie et reprend une direction SW-NE qui s'accentue brusquement au contact du plateau de La Galite pour devenir NNE-SSW. Par ailleurs, la ligne de rivage, loin d'être rectiligne, est parfois profondément crénelée par des indentations qui se dessinent, dans la plupart des cas, suivant deux systèmes directionnels orthogonaux : SW-NE, SE-NW ou N-S. Cette disposition conditionne l'ouverture des baies et golfes vers le NE : golfe de Bône, golfe d'Arzew ou vers le NW : golfe d'Oran, baie de Castiglione, baie de Djidjelli, golfe de Philippeville.

Le tracé des vallées sous-marines n'est pas indifférent à ces directions dominantes. Certaines d'entre elles (golfe de Philippeville) suivent l'orientation générale du golfe : NW, tandis que d'autres orientées au départ N-S s'infléchissent progressivement vers le NW.

On note encore que les bombements ou rides qui affectent la marge continentale sont parfois orientés SW-NE comme : en baie d'Arzew la ride de Port-aux-Poules, en baie de Castiglione la ride du Chenoua, en baie de Courbet la ride d'Aïn-Taya tandis que d'autres sont plutôt orientées orthogonalement NW-SE : ride de la Bouzaréa, alignement : banc des Câbliers - banc de l'Alilade - îles Habibas, banc Le Sec et ses contreforts.

Diversité, étroitesse, forte déclivité relative, nombreuses vallées sous-marines, directions dominantes structurales, tels sont les caractères essentiels de la marge continentale algérienne. Les changements très nets dans ces caractères observés au niveau des confins marocains et tunisiens, préfigurent la morphologie sous-marine des ailes marocaines et tunisiennes de la Berbérie et soulignent en même temps l'individualité du précontinent algérien qui malgré sa diversité constitue ainsi, dans une certaine mesure, une unité morphologique.

III — LE PLATEAU CONTINENTAL ALGÉRIEN. SES LIMITES MAROCAINES ET TUNISIENNES

1 — PRÉSENTATION DES CARTES TOPOGRAPHIQUES. LES DONNÉES BATHYMÉTRIQUES UTILISÉES.

L'un des objectifs essentiels de nos travaux était d'établir des cartes sédimentologiques afin de concrétiser l'étude des faciès engendrés par la sédimentation actuelle et récente.

La nécessité nous est donc apparue de réaliser, au préalable, des documents topographiques aussi précis que possible, supports indispensables de nos études comme la photographie aérienne et la carte

Source : MNHN, Paris

topographique détaillée le sont pour le géologue de terrain. Ce faisant, nous poursuivons et complètons la synthèse bathymétrique entreprise en 1954 par A. Rospelder (fig. 4).

Il était prévu de rédiger une couverture complète, à l'échelle de 1/100 000, de la topographie sous-marine algérienne englobant les confins algéro-marocains et algéro-tunisiens. Seules dix des treize feuilles ont été dessinées (fig. 6). Elles correspondent aux régions que nous avons étudiées; ce sont :

			page
— à l'Ouest pour l'Oranie :	I	— Le golfe de Nemours (*)	24
	II	— Le golfe d'Oran	40
	III	— Le golfe d'Arzew	56
— au centre pour l'Algérois :	IV	— La baie de Castiglione	72
	V	— La baie de Courbet	84
— à l'Est pour le Constantinois :	VI	— La baie de Bougie	98
	VII	— La baie de Djidjelli	114
	VIII	— Le golfe de Philippeville	130
	IX	— Le golfe de Bône	146
	X	— Le plateau de La Galite ..... (du cap Rosa au cap Nègre).	162

Pour rédiger ces cartes, nous avons utilisé les documents du Service Hydrographique de la Marine : les minutes d'écritures de sondes exécutées par les missions :

— Mouchez 1873
— Cathenod 1922
— Marti 1923-1924
— Pelissier 1926
— Damiani 1930-1931
— Chavanier 1933

soit :

42	minutes	rédigées	à l'échelle	de 1/10 000
8	«	«	«	1/20 000
66	«	«	«	1/25 000
13	«	«	«	1/50 000
13	«	«	«	1/100 000

Ces minutes d'écritures couvrent toute la plate-forme continentale. Les sondes sont très denses pour la zone littorale et au niveau des atterrages : espacement des lignes de 75 mètres en moyenne avec, par ligne, une sonde tous les 25 mètres, soit 360 sondes au km². La densité est plus faible au large (rebord continental) où on compte 36 sondes inscrites au km². Pour les fonds supérieurs à 200 mètres les sondages sont beaucoup plus espacés.

107 lignes de sondes ont été levées, à bord du « *Louis Boutan* », au cours des années 1960-1961 et 1963, pour la plupart suivant une direction méridienne. Ces sondages sont utilisés dans le cadre de ce travail plutôt comme document morphologique que bathymétrique (voir enregistrement analogique, planche I et II).

Dans la zone qui nous intéresse, la densité des sondages permet de traduire le relief en courbes de niveau par interpolation. Ces courbes, dont l'équidistance est de 10 mètres de 0 à 200 mètres, puis de 100 mètres de 200 à 1 000 mètres ont été tracées sur les minutes d'écriture après avoir procédé à une *analyse isorythmique*. Elles ont ensuite été retranscrites à l'échelle de 1/100 000 par une méthode graphique (pantographe).

La dispersion des sondes écrites au-delà de 200 mètres ne nous a pas permis d'extrapoler valablement pour maintenir l'équidistance de 10 mètres jusqu'à 1 000 mètres.

(*) Les chiffres romains renvoient aux réductions des dix cartes reproduites dans le texte.

Source : MNHN, Paris

2 — MORPHOLOGIE DU PLATEAU CONTINENTAL.

a) En Oranie.

D'Ouest en Est, cette région est couverte par trois feuilles intitulées : le golfe de Nemours, le golfe d'Oran, et le golfe d'Arzew.

Du cap des Trois Fourches (Maroc) **au cap Figalo,** la ligne de rivage dessine un grand golfe très ouvert sur la Méditerranée : le golfe de Nemours. La partie algérienne qui le borde est le prolongement morphologique du plateau méditerranéen du Maroc. Très homogène d'aspect, il est large : plus de quinze kilomètres en moyenne et présente trois zones différentes : une bordure littorale de 0 à 50 m, de pente plus forte que la plate-forme continentale qui lui fait suite de 50 à 150 mètres. Cette plate-forme est limitée à son tour vers le large par le rebord continental, nettement dessiné, qui descend au-dessous de 200 mètres sur un glacis de faible déclivité formant le début de la pente continentale. La bordure littorale peut être abrupte voire même subverticale (cap Noé) tandis que la plate-forme continentale est exceptionnellement plane et en pente très douce, sculptée superficiellement en reliefs peu prononcés.

Au delà du cap Milonia, plateau continental et pente sont en continuité et il est pratiquement impossible de différencier l'un de l'autre. C'est ce qui caractérise cette partie marocaine du golfe de Nemours. A l'Est, jusqu'au cap Figalo, se situe une zone de transition où l'on assiste à la différenciation des unités topographiques de la marge continentale algérienne. Il est à remarquer qu'aucune vallée sous-marine ni aucun canyon ne perturbe la régularité de ce plateau.

Du cap Figalo au cap Sigale, le rebord s'élève et passe de 150 mètres à 100 mètres. Une plate-forme porte les îles Habibas qui se trouvent dans l'alignement : banc des Câbliers - banc de l'Alidade - hauts-fonds des Deux Frères - île Plane. Elle est la continuation de celle qui borde la partie algérienne du golfe de Nemours et ménage une passe naturelle entre les îles et le cap Sigale.

Entre les îles Habibas et l'île Plane, la vallée des Habibas et surtout le canyon des Moules ravinent profondément et largement le plateau continental. Ce canyon est l'un des plus remarquables de la bordure sous-marine algérienne. Sa tête remonte jusqu'à proximité de la roche découvrante « les Moules », soit aux environs de — 50 à — 200 mètres, il s'évase ensuite largement et engendre une grande vallée sous-marine : la vallée du cap Lindlès. Cette dernière semble bien recevoir la vallée des Habibas, moins nettement marquée, qui s'atténue fortement au delà de 1 000 mètres. Existe-t-il une forme analogue actuellement émergée dans le prolongement ou aux environs ? En première analyse nous n'en avons pas trouvé. On peut donc penser que le canyon des Moules a toujours pris naissance aux abords de la roche du même nom; il serait actuellement submergé dans sa totalité.

Bordure littorale, plate-forme continentale et rebord précédemment définis se retrouvent sur la feuille du golfe d'Oran. Ces subdivisions sont particulièrement bien accusées en baie d'Oran comme le montrent les pentes suivantes :

— de 0 à 60 mètres	3°
— de 60 à 130-150 mètres	0°20′
— au delà de 150 mètres	16°

A l'aplomb de promontoires comme le cap Lindlès, le cap Falcon, le cap de l'Aiguille, cette morphologie disparaît. Le plateau continental se réduit à sa bordure ou dessine une corniche. Au delà, la pente devient rapidement très accore et plonge vers la plaine abyssale. Le cap Falcon se prolonge vers le NE en un éperon suivant une direction structurale (Guilcher, 1954) alors que deux hauts-fonds soulignés par l'isobathe des 50 mètres prolongent le djebel Santon dans la baie d'Oran.

Au large du cap Ferrat et du cap Carbon, les isobathes de 200 à 500 accusent une curieuse forme en auge dont le bord Est, est dessiné par un décrochement important des lignes de niveau : forme en liaison avec la structure, esquisse de vallée sous-marine ou *artefact* dû à l'interprétation des sondages assez dispersés ? Dans l'état actuel de cette étude on ne peut que noter cette anomalie.

Source : MNHN, Paris

Plus à l'Est, le golfe d'Arzew se traduit par une brusque extension du plateau aux dépens des terres émergées sans que la position du rebord continental change. La pente continentale, très réduite auparavant (8 km devant le cap de l'Aiguille), s'accroît progressivement vers l'Est devant les formations du Dahra (27 km au large du cap Ivi). Le plateau, large de 25 km dans l'axe subméridien du golfe d'Arzew, se réduit à l'Est mais conserve des proportions importantes tout en demeurant régulier. Ses subdivisions existent encore nettement dans le golfe mais s'effacent pratiquement au delà de Mostaganem. Dans le golfe, la plate-forme continentale est particulièrement bien développée sa pente est très faible. Localement, la bordure littorale peut être déformée ou accidentée par des rides dans le prolongement de structures émergées (ride de Port-aux-Poules). Au droit de l'embouchure du Chélif jusqu'au cap Ivi, le plateau continental forme un glacis très régulièrement incliné qui s'apparente beaucoup à un *talus* ou atterrissement construit par les alluvions de ce fleuve.

Les festons qui perturbent irrégulièrement le rebord et la pente continentale sont très probablement une image déformée, à tout le moins simplifiée, d'une réalité topographique beaucoup plus complexe. On est tenté, en fonction des idées généralement admises, d'entrevoir dans ces indentations, au large de l'embouchure de l'oued Chélif, les traces du passage fossile de cette rivière. Ces indices très incertains disparaissent de toute manière plus au large pour réapparaître vers 1 000 mètres. Là, les isobathes dessinent l'amorce d'un véritable canyon qui se continue au delà de 2 000 mètres par une vallée mal figurée, probablement très encaissée.

Le plateau continental du golfe d'Arzew n'est pas limité comme à l'habitude par une grande ligne d'inflexion (amorce de la pente continentale) se traduisant par une rupture de pente brutale. Ici, on remarque l'existence de deux lignes d'inflexion : la première se situe aux alentours de 130 mètres et forme le vrai rebord continental, la seconde vers 500 à 600 mètres marque le début de la pente continentale. Entre les deux s'étend un méplat mettant en évidence la non-concordance entre les sinuosités qui affectent la pente et les accidents topographiques du plateau. Ceci est particulièrement net au large du Dahra. Il semble qu'entre 200 et 500 mètres se développe une zone intermédiaire, sans rapport avec la topographie qui l'environne.

Grandes sinuosités du rivage grossièrement semi-circulaires, fonds plats en pente très douce vers le large, bords accusés sensiblement de même pente, les baies et golfes oranais s'apparentent, par ces caractères morphologiques à des demi-cuvettes littorales qui se succèdent latéralement d'Ouest en Est. Le tracé du rebord continental est indépendant de leur importance relative. Il apparaît même qu'à la concavité du rivage correspond une légère convexité de la première ligne d'inflexion. *Ces demi-cuvettes* qui s'ouvrent toutes sur la pente continentale *sont comparables à un chaînon de dépressions littorales* grossièrement amygdaloïdes.

b) Dans l'Algérois.

Le précontinent de cette région a été subdivisé en deux parties respectivement dénommées : baie de Castiglione (Alger-Ouest) et baie de Courbet (Alger-Est). Les deux cartes qui illustrent cette division débordent en fait l'Algérois puisque la zone converte s'étend de Cherchell à Dellys.

Jusqu'au massif du Chenoua, le plateau et le rebord continental sont la continuation de la marge continentale surplombée par le massif des Béni-Ménacer. Le plateau continental est étroit (4 km) ; le rebord très accusé et festonné est l'amorce d'une pente très accore (12°).

Au droit du Chenoua s'observe un changement assez brutal : le rebord prend figure de falaise de plus de 100 mètres de haut qui surplombe un large méplat, une entaille dans la pente continentale; l'isobathe 400 est ainsi rejetée à 14 km du rivage. Dans le NE du massif du Chenoua, un glacis se développe amplement. La première ligne d'inflexion qui limite le plateau continental suit le tracé du rivage et dessine une ride sous-marine : la ride du Chenoua. Le plateau, entre Tipaza et Bou-Haroun devient alors peu différencié; il semble se prolonger insensiblement vers les fonds de 1 000 mètres après une légère rupture de pente vers 120 mètres. On distingue à peine une bordure littorale à pente accusée. L'allure très coulée de cette topographie sous-marine disparaît devant Castiglione où un bombement domine un méplat sous-marin qui s'étend jusque dans le Nord-Ouest de la presqu'île de Sidi Ferruch.

Devant l'embouchure du Mazafran, le plateau continental retrouve son individualité et prend une extension maximum pour cette région : 11 km.

Source : MNHN, Paris

Dès l'abord du massif de la Bouzaréa, les isobathes se resserrent très étroitement et à l'aplomb de la pointe Pescade on passe pratiquement sans discontinuité du sommet du massif aux fonds de 2 000 mètres.

Par ailleurs, la marge continentale forme, en baie de Castiglione, un vaste feston qui s'arc-boute sur les massifs du Chenoua et de la Bouzaréa.

Alors que la pente continentale passe du massif de la Bouzaréa au cap Matifou d'une façon quasi rectiligne, le rivage s'incurve entre la pointe Pescade et le cap Matifou et délimite une baie très régulière, bien encastrée dans les terres émergées : la baie d'Alger, débouché de la Mitidja. Le fond de cette baie est en pente douce, uniforme, de 0 à 100 mètres (0°35').

A l'Est du cap Matifou et de son promontoire sous-marin : le banc de Matifou, le plateau continental, après une brusque extension, devient très exigu au droit des îles Sandja : 1,5 km. Le littoral décrit ensuite une baie très ouverte : la baie de Courbet et la pente continentale s'élargit à nouveau dans le prolongement d'un bombement : la ride d'Aïn Taya dont le flanc NW est bien différencié. C'est dans cette zone, en face de Courbet-Marine, que le Talus continental apparaît comme le plus intensément buriné, un réseau de plusieurs canyons semblant converger vers une vallée commune : la vallée de Courbet. Deux d'entre eux sont parfaitement nets et entaillent le rebord : les canyons du cap Blanc et de Courbet. Leur tête remonte même jusqu'aux fonds de 50 mètres. On devine au delà de l'isobathe 200 un réseau très complexe qu'il nous a été impossible de préciser davantage. La vallée de Courbet est, avec le canyon des Moules en Oranie, le ravinement le plus important de la bordure continentale algérienne.

Par ailleurs le plateau continental est en pente assez forte et monotone (1°). Il se rétrécit une première fois en face du massif de Djinet et d'une façon plus accentuée devant Dellys. Son rebord est parfaitement net. La *vallée de la Sébaou* n'est pas exactement dans le prolongement de l'oued actuel de même nom, de même que la vallée actuelle de l'oued Isser est sans relation aucune avec la vallée sous-marine de Courbet.

Le plateau algérois, peu étendu dans son ensemble, de pente régulière, sans méplat, sans bordure littorale nette, couronne un précontinent dont le dessin dans cette région est particulièrement sinueux, avec des variations brusques et de grande amplitude. Comme en Oranie, il se réduit au pied des massifs littoraux qui forment des promontoires, disparaît même, localement. Rides et bombements de l'ensemble, la vallée de Courbet, sont des traits morphologiques remarquables.

c) En bordure du Constantinois.

Le versant méditerranéen de la Grande Kabylie, de Dellys à la vallée du Saket, est interrompu dans sa plongée vers la plaine abyssale par une marche très étroite, véritable corniche festonnée, ébauche d'un plateau continental. D'Ouest en Est se succèdent ensuite une série de crénaux qui donnent à la ligne de rivage un dessin en ligne brisée : golfe de Bougie, baie de Djidjelli, golfe de Philippeville, golfe de Bône : ce sont ces unités morphologiques que nous allons étudier ainsi que la transition du plateau algérien vers le plateau tunisien, dans la région de La Calle - La Galite.

La corniche sous-marine de la Grande Kabylie semble se terminer au niveau de la vallée du Saket. Le golfe de Bougie s'ouvre après une brusque extension du plateau continental, suivie, au droit du cap Carbon, d'une disparition locale tout aussi brutale. Le site sous-marin de ce golfe est particulier et bien individualisé par rapport aux autres. Le plateau continental présente une pente régulière de l'ordre de 1° en moyenne, analogue à celle de la bordure littorale des autres régions. En fait, il ne s'agit pas exactement d'un plateau mais plutôt de la surface d'un talus d'accumulation sédimentaire. D'autre part, le versant continental sous-marin est festonné suivant trois échelles différentes : la concavité du golfe de Bougie représente le premier ordre, les sinuosités de l'isobathe 1 000 illustrent le deuxième ordre et enfin, le troisième ordre est représenté par le ravinement affectant le rebord continental.

La concavité du golfe de Bougie est du même ordre que la convexité qui affecte le glacis continental de la baie de Castiglione. Quant aux festons de deuxième ordre, ils sont le fait de vallées sous-marines qui prennent naissance dans de véritables cirques de type torrentiel : cirque du cap

Source : MNHN, Paris

Aokas, des Béni-Ségoual. Il faut noter que les « *pédoncules* » qui encadrent les thalwegs soulignent peut-être la présence de bombements plus ou moins nettement marqués. Le plateau de la baie de Bougie est raviné de 40 à 100 mètres par un petit canyon, unique en son genre par ses dimensions et sa localisation. Il entaille légèrement le rebord du plateau et disparaît au delà de 150 mètres.

Cette morphologie prend fin brusquement à l'aplomb du massif de Cavallo dont le flanc NW, par l'intermédiaire d'une corniche à bord indenté, plonge vers la plaine abyssale, encadré par deux vallées sous-marines : les vallées de Ziama et de Cavallo en confluence vers 2 000 mètres au pied du massif. Cette brusque réduction du plateau continental (largeur moyenne 1,5 km) disparaît aussi brutalement à l'Est de la vallée de Cavallo dont l'un des versants est constitué par le bord d'une plate-forme qui porte de part et d'autre deux hauts-fonds : le banc des Kabyles et le haut-fond de Djidjelli. Cette plate-forme au relief tourmenté, excroissance locale du plateau continental est en position mitoyenne entre le golfe de Bougie et la baie de Djidjelli.

La carte de la baie de Djidjelli (prise au sens large) illustre la variété du site sous-marin de la petite Kabylie. Trois compartiments morphologiques apparaissent nettement. A l'Ouest, le plateau de Djidjelli accidenté, écbancré dans sa partie médiane au niveau du rebord, atteint son maximum d'extension au droit du haut-fond du même nom (12 km). La pente continentale qui lui succède vers le large est accore (15°). Entre ce haut-fond et le Ras Oum-Achiche, tout change : la surface du plateau continental s'apparente à celle d'un talus d'accumulation de matériaux meubles. Sa pente est moyenne et très régulière. On retrouve des festons d'ordre différent avec cirques sous-marins et pédoncules inter-thalweg : cirques du Seddets, de l'Abriouu, séparés par un bombement au droit de l'embouchure de l'oued el Kébir. Cette morphologie sous-marine est identique à celle du golfe de Bougie.

Au niveau du Ras El-Amouche, le plateau continental s'efface à nouveau presque complètement De là jusqu'à Collo, il est pratiquement réduit à une banquette sous-marine qui borde le « *belvédère* » formé par la presqu'île du cap Bougarouni. Cette banquette à pente très raide (3°) n'est pas régulière dans son tracé : son rebord est raviné, deux canyons remontent jusqu'aux fonds de 50 mètres (Tamanart et Mersa Damous) ; devant le cap Bougarouni, elle présente un brusque élargissement de l'ordre de 1 kilomètre. Au delà de cette corniche, le fronton sous-marin du massif de Collo plonge sous une incidence parfois proche de 20° jusqu'à plus de 2 000 m. La vallée de Tamanart l'entaille profondément et — fait assez remarquable — se situe dans le prolongement d'une vallée actuelle très encaissée où coule l'oued Tamanart. La vallée de Collo, plus importante que la précédente, limite vers l'Est le domaine maritime de Collo.

Entre le massif de Collo à l'Ouest et le massif du cap de Fer à l'Est, s'ouvre une importante échancrure : **le golfe de Philippeville.** Au sens strict du terme, ce golfe est en fait limité par la pointe Esrah et le cap de Fer; mais nous avons comme principe de donner au secteur représenté sur nos cartes le nom de l'unité morphologique majeure en élargissant ainsi le sens originel des termes baie ou golfe.

Le plateau continental, là encore, n'a pas une homogénéité d'aspect tandis que la marge continentale change dans son ensemble. Du profil en ligne brisée (en genou) qui caractérise les abords sous-marins du massif de Collo, on passe, à l'Est du ras Frao jusqu'à la pointe Esrah à un profil convexe. Cette courbe régulière du plateau continental, accidentée de rares méplats (à 80 mètres entre le Ras Frao et le Ras Bibi), est cassée brusquement entre — 200 et — 500 mètres par un aplanissement, dont la pente est faible (2°) et qui s'étend vers l'Est jusqu'à la vallée El Kébir. Cet aplanissement qui concourt à donner à la marge continentale une grande extension devant ce secteur est du même type que ceux de la baie de Castiglione et du golfe d'Arzew, quoique beaucoup plus localisé et mieux différencié.

Le plateau continental perd sa convexité et retrouve ainsi un rebord plus net devant les baies de Stora et de Fetzara. Le relief de ce plateau apparaît comme remarquablement peu empâté. De part et d'autre de la seiche de Filfilah, reliées au prolongement sous-marin du Ras Filfilah par un « *isthme* », on retrouve deux anciennes vallées qui devaient conduire l'une au canyon du Filfilah, l'autre à la tête en « *patte d'oie* » de la vallée El Kébir. D'autres caractères topographiques de détail apparaissent encore nettement : terrasse au pied de la seiche de Filfilah, haut-fond très étroit au droit de l'oued El Kébir. L'ensemble n'est pas sans évoquer un paysage terrestre aujourd'hui immergé.

Le vaste aplanissement qui s'étend au pied du plateau continental est profondément raviné par des vallées sous-marines : vallées du Ras Bibi, de Skikda, du Filfilah, El Kébir, dont la tête remonte en

Source : MNHN, Paris

général jusqu'au plateau. C'est ainsi que la vallée de Skikda est sans doute la continuation du canyon de Filfilah alors que la tête de la vallée du Ras Bibi a sculpté la partie inférieure du plateau continental. Pas plus profondes que dans la baie de Djidjelli ou le golfe de Bougie, ces vallées semblent plus encaissées et plus tortueuses.

Plus à l'Est, les abords sous-marins du cap de Fer forment un véritable éperon entre deux vallées. Le plateau n'existe plus. Il est remplacé par une corniche disséquée par trois têtes de canyon. Les pentes vers le fond de la vallée Sidi Akkéché sont très fortes : 17°. Encore plus l'Est s'étale un important haut-fond fortement buriné : la seiche du cap Toukoush dont la morphologie n'est pas assimilable à un plateau continental et dont la présence constitue une anomalie déjà signalée par A. Rosfelder (1955). Son arête centrale, orientée vers le Nord, ne semble pas en continuité avec le cap Toukoush.

Comme la vallée de Collo, la vallée sous-marine d'Herbillon marque la limite des versants sous-marins du massif du cap de Fer au delà de laquelle commence une autre unité morphologique : le golfe de Bône.

A l'Est de la baie d'Herbillon, le plateau continental est de nouveau caractérisé par une bordure littorale de 0 à — 50 m, une plate-forme continentale plus ou moins déclive et une ligne d'inflexion qui marque la position du rebord et amorce la pente continentale. De la vallée d'Herbillon à la pointe du Pain de Sucre, le plateau est nettement gauchi au niveau de son rebord, le profil est de nouveau en ligne brisée. A l'Est de la vallée d'Aïn Barbar, autre changement brutal, le profil devient convexe, le plateau s'élargit sensiblement, sa morphologie est comparable à celle de la partie Est du plateau de Philippeville. A l'Est de la vallée du cap de Garde, le golfe de Bône s'ouvre largement sur un glacis continental en pente douce, très étendu, sans feston. L'influence du précontinent tunisien se fait déjà sentir.

Cette aile orientale de la marge continentale algérienne se singularise encore par d'autres particularités. En effet, les fonds du golfe de Bône ont deux aspects nettement différents : dans le creux du golfe (baie de Bône), l'oued Seybouse et l'oued Mafrag ont construit un atterrissement : un talus littoral régulier sans relief. C'est en quelque sorte un remplissage d'où émergent quelques « *monadnoks* » comme le rocher Saint-Joseph, la roche du Vautour. La limite de ce cône d'alluvionnement se situe entre — 40 et — 50 mètres. Au delà c'est un tout autre paysage sous-marin qui apparaît, formé de « *platiers* » interrompus par des chenaux ou des dépressions (Grand Pays). Les tracés des isobathes 90 et 100 traduisent par leur complexité ce site sous-marin particulier qui apparaît d'ailleurs en coupe sur les enregistrements de sondage (Planche 2). Ce paysage domine un rebord convexe qui s'étend de — 130 à — 200 mètres et l'on passe de l'un à l'autre par un « *abrupt* » d'une vingtaine de mètres auquel fait suite localement un aplanissement de 110 à 130 mètres. Avons-nous là une ancienne région littorale actuellement submergée comme le pensait E. F. Gauthier ?

Au droit du cap Rosa (ou cap Rose) un bombement à grand rayon de courbure sépare le golfe de Bône du secteur de La Calle - Tabarca - La Galite.

Au delà du méridien du cap Rose, il n'y a pratiquement plus de plateau continental différencié, mais seulement une zone précontinentale algéro-tunisienne dont la partie supérieure est très étendue, peu profonde et circonscrite par l'isobathe des 500 mètres.

Parfaitement délimité par un rebord franc qui débute à — 100 mètres, le plateau de La Galite surplombe au Sud le canal de La Galite, à l'Ouest et au Nord-Est la plaine abyssale. Il porte en position sub-axiale une série de hauts-fonds et d'îlots : les Sorelles, l'archipel de La Galite, le haut-fond des Charbonniers, formant une crête de direction SW-NE. Faisant suite lui-même à tout un système, ce plateau représente le diverticule le plus occidental du précontinent tunisien.

On descend de ce plateau dans le canal de La Galite, qui est plutôt un chenal, ou une vallée sous-marine, par le rebord Sud, de pente assez forte : 7 à 10° dont la netteté et la régularité laissent perplexe. Cette vallée à fond plat, faiblement déclive (0,09°) vers l'Est, est enchâssée entre deux lignes de hauteurs : au Nord, comme nous l'avons vu, le plateau de La Galite, au Sud la ride sous-marine portant le banc Le Sec qui donne localement au flanc Sud de cette vallée, à son débouché dans les grands fonds, une pente pouvant atteindre 23°.

La partie littorale de ces confins algéro-tunisiens est séparée du banc Le Sec par la vallée de Tabarca qui débouche dans le canal de La Galite. La topographie de cette région présente deux aspects

Source : MNHN, Paris

essentiels : au rivage fait suite un « *talus littoral* » peu étendu qui est en général bien délimité par l'isobathe 40. Au delà, on retrouve un paysage qui présente quelques points communs avec celui du golfe de Bône. Des entablements affleurent, d'une façon presque continue du cap Rose au cap Nègre, formant les plateaux du cap Rose, de Tabarca, du cap Nègre, la « *basse* » du cap au Camp, le « *Chiffe* » du cap Roux. Les seules interruptions se traduisent dans la topographie par des formes en creux : les passages à l'Est du plateau du cap Rose, au droit du lac Mellah et au NE de La Calle.

Au terme de cette description analytique sommaire de la morphologie du plateau continental algérien, trois questions se posent :

(1) le plateau continental algérien constitue-t-il une entité morphologique constante et bien définie ?

(2) les subdivisions que nous avons adoptées ont-elles une signification réelle ?

(3) quelle est l'origine du plateau continental ?

Répondant à la première question, on peut affirmer dès maintenant qu'il n'y a pas un plateau continental algérien mais que l'Algérie est bordée par plusieurs plates-formes continentales. En effet, le seul caractère permanent est l'existence le long des côtes, d'une surface relativement plane de dimensions extrêmement variables, qui se situe entre 0 et 150 mètres de profondeur. Or cette surface n'est pas homogène; son inclinaison, en particulier, est variable localement et, fréquemment, elle n'est constituée que par le plancher des golfes et baies. Elle résulte en fait, de la conjonction de plans régionaux qui possèdent leurs caractères propres en relation avec le pays qu'ils bordent. Ainsi s'explique la grande diversité que nous avons observée.

Cette surface plane, péri-continentale, qui intègre en Algérie différents types de plateaux, n'est localisée en toute rigueur que dans une zone allant de — 50 m à — 150 m. Dans la plupart des cas en effet, on observe une rupture de pente autour de — 50 m qui nous a conduit à subdiviser le plateau continental en deux zones : **de 0 à 50 m la bordure littorale, au delà la plate-forme continentale** (locution utilisée sans préjuger de l'origine : érosion ou accumulation). La bordure littorale, qui peut être formée par le prolongement direct sous la mer de reliefs émergés ou par l'accumulation de sédiments détritiques, (et dans ce cas, c'est un talus littoral) est différente au point de vue de la genèse et de l'âge de la plate-forme continentale. L'utilisation de ces termes nous paraît donc justifiée.

Le rebord continental est le seul caractère morphologique qui permet de différencier nettement plateau continental et pente continentale. Il est en général très bien dessiné tout le long de la bordure sous-marine algérienne et sa profondeur est variable de — 90 à — 150 mètres (abstraction faite des endroits où il est profondément indenté par une vallée sous-marine).

La diversité régionale ainsi reconnue pour le plateau est valable à un moindre degré pour l'ensemble du précontinent (variation d'extension de la pente, variation de l'inclinaison).

Ce caractère dominant de la morphologie de la marge continentale étant bien établi, nous pouvons logiquement supposer qu'il est en relation étroite avec la structure et la nature géologique de l'arrière-pays.

Source : MNHN, Paris

B. ESQUISSE GÉOLOGIQUE DU LITTORAL ET APERÇU SUR LE DIASTROPHISME NÉOGÈNE ET QUATERNAIRE

Etant entendu que la marge continentale n'est pas une entité à structure propre, indépendante du continent, mais au contraire qu'elle en constitue le prolongement sous-marin, il nous a semblé indispensable de retracer très schématiquement les caractères géologiques de cette bordure et d'en évoquer le diastrophisme depuis le Néogène. L'apport de la géologie sous-marine (quelques prélèvements de roches sur le précontinent — les caractères morphologiques décrits précédemment) est malheureusement réduit et c'est en définitive sur les travaux des Géologues dans l'arrière-pays que nous nous appuierons pour tenter d'interpréter cette morphologie. L'étape suivante qui est la connaissance directe de la structure du précontinent ne pourra être franchie que par la mise en œuvre de méthodes géophysiques (sismiques réflexion et réfraction, magnétométrie) calées sur des secteurs bien étudiés de la géologie littorale. La part de l'hypothèse dans la description des phénomènes diastrophiques qui ont façonné la Méditerranée au cours du Néogène et du Quaternaire est certes encore très grande, néanmoins, les travaux de R. Laffitte (1950) dans le Dahra, ceux de Y. Gourinard (1958) sur le littoral oranais, de A. Perrodon (1957) pour les bassins du Chélif et de la Tafna, de L. Glangeaud (1927-1932) dans l'Algérois ont apporté beaucoup à la compréhension du Néogène et du Pléistocène algérien.

I — ESQUISSE GÉOLOGIQUE ET OROGRAPHIE LITTORALE

La géologie de la partie occidentale du Tell, de la frontière marocaine au méridien d'Alger, peut se résumer de la façon suivante : des chaînes secondaires et paléogènes plissées encadrent des terrains néogènes sublittoraux qui s'allongent parallèlement à la côte. Depuis le méridien d'Alger jusqu'au cap Rose, la structure littorale actuelle est conditionnée par ce qu'on appelle le haut-fond berbère, élément probable de l'ancienne cordillère bético-kabylo-rifaine plus ou moins discontinue. Le bâti de ce haut-fond était totalement en place à la fin du Néogène inférieur, et le socle cristallin, qu'il affleure ou non, en forme l'essentiel, l'ossature.

En Oranie, d'Ouest en Est, le golfe de Nemours est dominé au Sud par le **massif jurassique des Beni Snassen.** L'oued Moulouya traverse la **basse plaine quaternaire des Triffas** à laquelle le littoral sablonneux doit sa morphologie. Dans le Nord-Est, les Beni-Snassen sont relayés par **les monts des Traras** de même nature (calcaire cristallins, schistes, quartzites) dont les flancs Nord constituent l'armature du littoral de Nemours à Beni-Saf. Les impressionnantes falaises du cap Noé (200 mètres à la verticale) qui se continuent jusqu'à — 50 m ont été taillées dans du calcaire jurassique. La forme actuelle du littoral dans cette région est le résultat de l'érosion différentielle s'exerçant soit sur des pointements éruptifs, soit sur des assises de grès argileux ou sur des marnes grises miocènes, soit enfin sur des masses de calcaire jurassique.

Le bassin miocène de la Tafna sépare les monts des Traras des **monts de Tessala,** massif secondaire et nummulitique qui surplombe la **plaine de la Mléta.** Cette dernière s'ouvre sur le golfe de Nemours par la plaine de Rio Salado dont le rivage taillé dans des formations du Quaternaire ancien (Calabrien-Villafranchien) s'appuie au Nord sur les venues éruptives du cap Figalo. Du cap Figalo au cap Sigale (cap Blanc), les affleurements de roches éruptives forment le littoral; **le volcan démantelé**

Source : MNHN, Paris

de Tifaraouine, édifice andésitique, constitue un important vestige de cette activité volcanique du Miocène supérieur. Plus à l'Est, du cap Sigale à Arzew, les massifs de calcaire secondaire : le Murdjajo avec le djebel Santon, le djebel Orous (monts d'Arzew), hérissent la côte de promontoires : cap Lindlès, pointe de Mers el Kébir, pointe de l'Aiguille, cap Ferrat, cap Carbon. En arrière de ces bastions, se développe un système de vastes dépressions à revêtement quaternaire : les plaines de la Mléta et de l'Habra. La plaine des Andalouses, une des rares plaines basses strictement côtières (GOURINARD, 1958), semble accrochée au cap Falcon.

Entre les plateaux néogènes de Saint-Louis, au Sud du Djebel Orous et le plateau de Mostaganem à couronnement de Quaternaire ancien, la plaine de la Macta s'ouvre dans le golfe d'Arzew. Du cap Ivi au cap Kramis, les formations plio-quaternaires du plateau des Hachachas s'appuient sur le massif crétacé et paléogène du Dahra.

A l'Est du cap Ténès, massif calcaire jurassique, avec lambeaux de couverture éocène, les formations à flysch constituant le rebord Nord des Beni-Ménacer, font suite à la *nappe numédienne* du Dahra. Devant ces deux ensembles, jusqu'au massif du Chenoua, la côte est élevée, le rivage est surplombé par des sommets de plusieurs centaines de mètres d'altitude.

A la partie la plus orientale du versant des Beni-Ménacer, à l'Est de Cherchell, succède un massif ancien : le Chenoua, témoin de la chaîne calcaire considérée comme la couverture des massifs cristallins kabyles. Deux éléments de ce qui fut la cordillère kabylo-bético-rifaine encadrent la baie d'Alger : le massif cristallophyllien de la Bouzaréa et le pointement du cap Matifou; ce sont en quelque sorte, avec les affleurements de la presqu'île de Sidi Ferruch, les prolongements de l'important ensemble cristallin de la Grande Kabylie auquel se rattachent le massif granitique de Ménerville, le djebel Ben Noral et plus au Sud la région des Béni-Amrane.

Ainsi, dans l'Algérois, apparaissent des ensembles cristallins qui forment, jusqu'à l'Est de Bône l'ossature du bâti géologique littoral (ensemble d'âge paléozoïque).

Sur le versant Nord de la grande Kabylie se développe une série détritique très épaisse et très monotone de schistes et grès crétacés puis paléogènes, dans laquelle est entaillé le rivage de Dellys au cap Carbon. La côte est élevée, bordée de falaises.

En arrière des bastions résistants constitués par les massifs du Chenoua, de la Bouzaréa, du cap Matifou, s'étend la dépression de la Mitidja, surface quaternaire d'un bassin néogène subsident. Elle est séparée de la baie de Castiglione par un alignement de collines pliocènes plissées en anticlinal : le Sahel d'Alger qui s'appuie finalement au Nord sur le massif de la Bouzaréa. Par contre, elle s'ouvre directement sur la baie d'Alger. A l'Est, le bassin miocène de l'oued Sébaou s'ennoie sous le plio-quaternaire de la cuvette de l'oued Isser.

L'épaisse couverture de flysch du versant septentrional de la Grande Kabylie laisse apparaître à l'Est, au niveau de Bougie, une imposante barre de calcaire jurassique, témoin des chaînes calcaires. Le sillon de la Soummam, miocène dans sa partie sublittorale, sépare la Grande Kabylie de la chaîne des Babors, zone montagneuse à forte altitude qui borde le golfe de Bougie. Entre le Jurassique et le Crétacé moyen de la Kabylie surgit le massif éruptif de Cavallo formé de roches intrusives tertiaires (tufs et coulées au centre, roches grenues à la périphérie). Du méridien du cap Cavallo à celui de Philippeville, une vaste chaîne côtière, la Petite Kabylie, comprend, dans sa partie septentrionale, la Kabylie de Collo, essentiellement cristalline.

D'Ouest en Est, on rencontre ensuite des alternances de grès et argiles oligocènes qui séparent le massif de Cavallo des formations cristallophylliennes et s'ennoient sous le bassin néogène de Djidjelli. Dans la Kabylie de Collo affleurent, au Nord, des granites intrusifs tertiaires recoupant gneiss et serpentine (presqu'île du cap Bougarouni). Au Sud, on observe une large zone cristallophyllienne à roches anciennes probablement primaires (micaschistes, gneiss, granulite gneissique). Entre les deux subsiste une couverture résiduelle de flysch eocène. ROUBAULT (1934) résume ainsi les principaux caractères orographiques de cette région : *ravins innombrables et profils entaillent le massif... altitude moyenne et forte à proximité de la mer... relief jeune encore en pleine évolution morphologique.*

La partie occidentale de la Petite Kabylie (schistes cristallophyllens) forme les côtes élevées de l'Ouest du golfe de Philippeville et se prolonge jusqu'au djebel Filfilah. Plus à l'Est, on passe sans transition à la grande dépression quaternaire de Fetzara qui, au Sud de l'Edough, rejoint la plaine de Bône.

Source : MNHN, Paris

Isolé au Sud par cette dépression, bordé au Nord par la mer, se dresse un complexe géologique : le massif de l'Edough et du cap de Fer à l'étude duquel J. Hilly s'est minutieusement consacré (1957). Cet ensemble se divise schématiquement en trois parties :

(1) Au NW le massif du cap de Fer constitué par des roches ignées tertiaires : microgranites, rhyolites, diorites, andésites et des formations sédimentaires tertiaires et quaternaires.

(2) Au SE, le massif cristallophyllien de l'Edough (gneiss, micaschistes, calcaires et dolomites métamorphiques).

(3) Entre les deux, des assises sédimentaires sénoniennes et nummulitiques.

Mis à part le Djebel Edough dont la crête est orientée SW-NE, l'ensemble forme une ligne de hauteurs, des abords de l'Edough jusqu'au cap de Fer, parallèle à la côte, ne s'en éloignant qu'exceptionnellement.

Entre le cap de Garde (pointe avancée de l'Edough) et le cap Rose — bombement de grés numidien, recouvrant un témoin métamorphique de cipolin sous-adjacent, le tout surmonté par des formations quaternaires — la plaine alluviale de Bône s'ouvre sur le golfe dont la bordure littorale est ourlée par un système de dunes récentes et de dunes anciennes.

L'infléchissement vers le Nord de la chaîne Numidique qui borde au Sud la plaine de Bône, fait apparaître, entre La Calle et Tabarca, une succession d'anticlinaux et de synclinaux éocènes et oligocènes sectionnés par le littoral.

Enfin, les venues granitiques intrusives et les formations volcaniques de l'archipel de La Galite ont probablement traversé un socle cristallophyllien (réplique en quelque sorte de l'Edough) dont le plateau de La Galite pourrait bien être au moins en partie constitué.

Ce survol de la géologie littorale, nécessairement schématique et incomplet, met en évidence un fait important : qu'il s'agisse de la structure ou de la nature lithologique des terrains, la bordure littorale du précontinent est hétérogène. La ligne de rivage recoupe une grande variété d'unités géologiques. Les terrains sédimentaires anté-néogènes, les massifs cristallins ou cristallophylliens généralement élevés, alternent avec des reliefs néogènes et quaternaires de moindre altitude.

Mosaïque géologique, diversité orographique, variété de la morphologie sous-marine résument les trois aspects essentiels entre lesquels on cherchera à établir des corrélations. Au préalable, un quatrième aspect doit être étudié : le facteur dynamique.

II — APERÇU SUR LE DIASTROPHISME NÉOGÈNE ET QUATERNAIRE DE LA ZONE CÔTIÈRE

Dès 1915, Dalloni affirme l'existence de mouvements indépendants nettement postérieurs à l'orogenèse alpine et relativement proches de l'époque actuelle. L. Glangeaud en 1927, à partir de l'étude du Nord de la province d'Alger, généralise l'existence d'une phase de plissements post-astiens. Roubault en 1934, à propos de la Kabylie de Collo, envisage des phénomènes de surélévation locale et générale affectant l'ensemble du continent. Dans son étude géologique de Bône et de La Calle, L. Joleaud (1936) interprète l'existence de terrasses et les variations du réseau hydrographique par des oscillations verticales positives ou négatives du littoral. R. Laffitte dans le Dabra occidental montre en 1950 *l'existence de couches marines discordantes sur le Pliocène et qui ont été elles-mêmes déformées*. Y. Gourinard (1958) reprend ces observations dans le littoral oranais. Il met en évidence l'importance de mouvements verticaux particuliers et en donne une interprétation géophysique. Enfin A. Perrodon (1957) dans sa magistrale étude des bassins du Chélif, retrace avec une grande précision l'histoire néogène et quaternaire de cette région.

En Algérie, l'étude des déformations plio-quaternaires s'est, en somme, centrée sur deux hauts-lieux : la zone littorale et sub-littorale oranaise et la région littorale algéroise.

Source : MNHN, Paris

D'une façon générale, en Oranie, les auteurs ont mis l'accent sur l'importance des mouvements verticaux qui particularisent le Néogène et le Quaternaire par rapport aux époques géologiques précédentes. Ces mouvements ont été à la base de la genèse et de l'évolution proprement dite du littoral oranais et des bassins du Chélif. Ils ont été de deux types :

— *surrection de masses rigides* bien localisées et limitées dans l'espace : c'est la tectonique de horst du littoral oranais;

— *oscillations de massifs en bordure de bassins subsidents* néogènes agissant sur des zones plus étendues et plus complexes, assimilables à des mouvements épirogéniques locaux (Dahra).

Ces oscillations ont dû avoir de grandes amplitudes si l'on en juge d'après l'épaisseur des sédiments néogènes du bassin du Chélif qui peut atteindre 5 000 mètres. Ils ont débuté à la fin du Miocène et se continuent encore très probablement de nos jours. Le lieu charnière entre la partie en voie d'élévation et celle en voie de subsidence est une flexure. C'est une flexure qui limite les bassins néogènes de la Mitidja et du Chélif.

Une des conséquences spectaculaires de ces mouvements verticaux au cours du Quaternaire est l'étagement des anciens rivages sur les flancs des zones surélevées. Il est possible que ce phénomène d'oscillations verticales, quoique majeur, n'ait pas été le seul à modeler les bordures. Son interférence éventuelle avec le glacio-eustatisme est un problème complexe qu'il n'y a pas lieu d'évoquer ici. Une autre conséquence tout aussi importante est soulignée par PERRODON qui écrit : *la prépondérance des mouvements verticaux est à l'origine de l'individualisation des bassins de sédimentation et l'on a pu caractériser le Néogène comme* « la période des bassins » (TEILHARD DE CHARDIN).

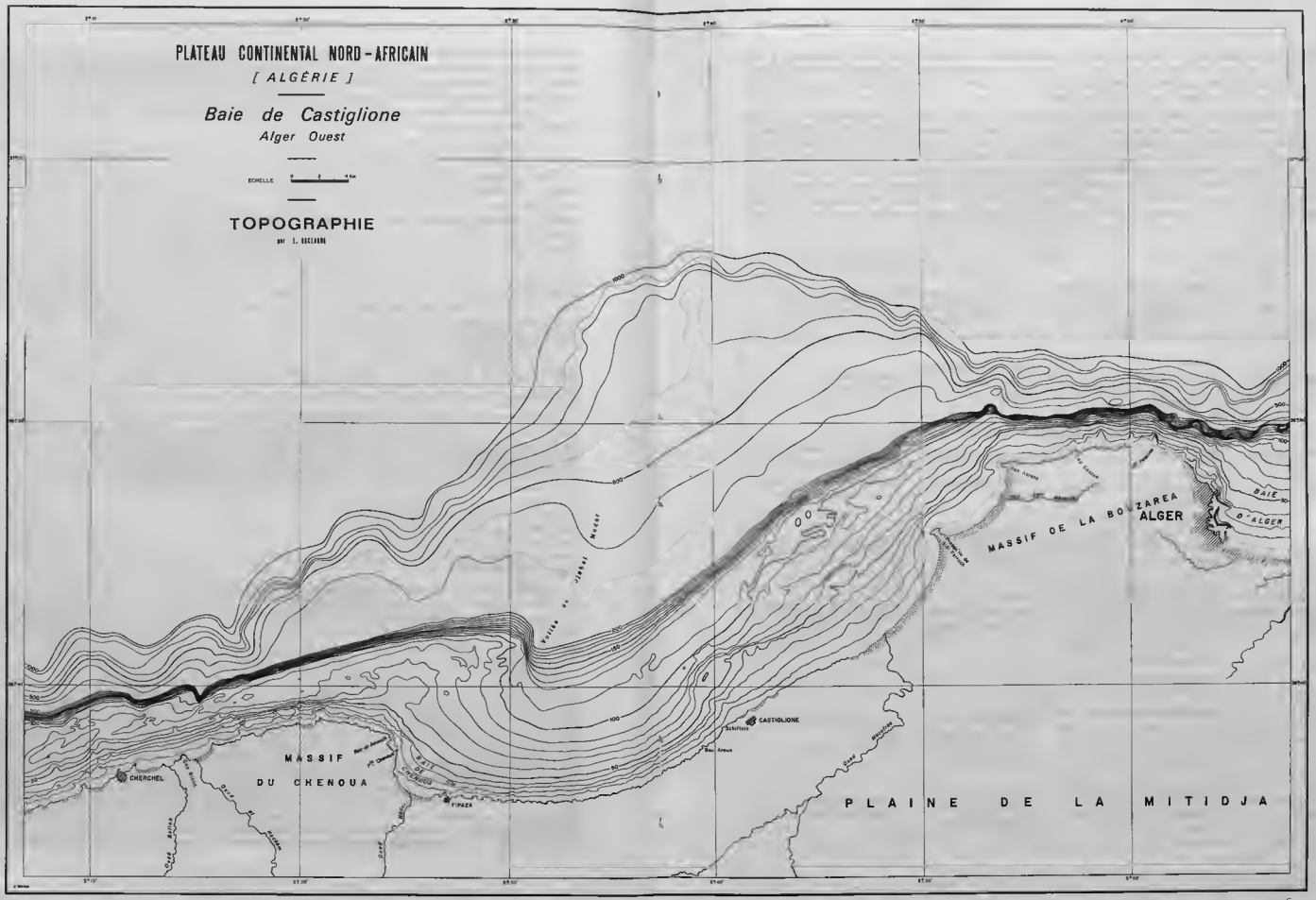
La succession des bassins néogènes sublittoraux le long de la bordure algérienne : bassin de la Tafna, du Chélif qui prend en écharpe plus du tiers en longueur de l'Algérie, bassin de la Mitidja, de l'oued Sébaou, de la Soummam, de Djidjelli, au voisinage de massifs visiblement surélevés : Dahra, Beni-Ménacer, Grande Kabylie, Petite Kabylie, etc. montre l'ubiquité de ces phénomènes tectoniques.

Ces mouvements verticaux dont l'importance apparaît ainsi comme considérable ont été accompagnés à l'intérieur de chaque unité délimitée par eux, de plissements dont le rôle morphologique est incontestable. On doit à L. GLANGEAUD (1932) leur mise en évidence et leur étude détaillée dans le bassin de la Mitidja. De type assez simple : anticlinal et synclinal réguliers, ils affectent le Miocène et le Pliocène et même le Quaternaire. On les retrouve par ailleurs dans le Dahra et le bassin du Chélif. Non seulement ils intéressent l'Algérie mais encore tout le pourtour de la Méditerrannée occidentale. Reconnaissant ce phénomène comme universel L. GLANGEAUD (1962) lui a donné la valeur d'une phase nouvelle : *la phase ponto-plio-quaternaire*. Mais pour cet auteur, si plissements et mouvements verticaux ont contribué à l'individualisation de compartiments, créant ainsi une mosaïque de blocs en bordure du continent Nord-Africain, l'échelle de ces phénomènes localisés est différente de celle d'un vaste mouvement qui a affecté simultanément l'ensemble des bordures : **l'affaissement de la Méditerranée occidentale**.

« *Deux phases marquent l'histoire de la Méditerranée occidentale : la phase alpine avec son paroxysme oligo-miocène et la phase ponto-plio-quaternaire. Entre ces deux phases, il s'est produit ... un évènement considérable qui les sépare nettement. C'est l'affaissement de la Méditerranée occidentale en deux étapes successives, la première, au Miocène inférieur, a été accompagnée par une transgression sur les bords; la deuxième, à la fin du Pontien, va provoquer la transgression pliocène avec de nombreuses oscillations qui ont duré jusqu'à l'époque actuelle.* » (L. GLANGEAUD, 1962, *op. cit.*, p. 159.)

Avec la reconnaissance des mouvements verticaux qui caractérisent le Néogène et le Quaternaire, s'est développé corrélativement **le concept de flexure**, zone charnière entre les zones en surrection et les bassins subsidents. Cette flexure qui ploie certaines couches plastiques néogènes peut aussi se manifester par une série de fractures dans des terrains moins *compétents*. Le changement d'échelle qui consiste à passer d'un bassin subsident localisé à l'affaissement du fond de la Méditerranée avec la surélévation corrélative des bordures continentales n'implique pas un changement de phénomène, c'est le même qui se produit mais dans une autre dimension. Il s'agit là de la notion de **flexure continentale** que J. BOURCART (1938, 1954) a d'abord défendue avec des données océanographiques (les canyons sous-marins) et des données tectoniques. Cette hypothèse de la flexure continentale a en sa faveur trois arguments importants parmi tant d'autres présentés par son auteur : elle s'inserit dans la logique des phénomènes néogènes et quaternaires, elle permet de résoudre le problème des

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

canyons sous-marins, elle a été enregistrée sur des profils de sismique reflexion, récemment par la « *Calypso* » en baie de Castiglione et plus anciennement sur la marge continentale Ouest-africaine. C'est un phénomène général concernant toutes les bordures de la Berbérie, comparable selon J. BOURCART à la grande flexure Sud-atlasique.

Dès lors que l'on reconnait l'existence de mouvements verticaux et de plissements, que l'on admet leur intervention dans deux dimensions différentes, à l'échelle régionale et à l'échelle continentale, il est intéressant de mettre en parallèle le résultat de leur action d'un bord à l'autre de la Méditerranée occidentale, dans le domaine émergé comme dans celui immergé. C'est en quelque sorte tenter de retracer l'histoire plio-quaternaire de la Méditerranée. Tel n'est pas notre objectif et nous nous contenterons ici de confronter certains aspects de cette histoire, enregistrés par trois sites : le *Rech* Lacaze-Duthiers pour la marge continentale roussillonnaise, le Dahra et le littoral oranais pour le domaine littoral algérien et les bassins du Chélif pour la partie sublittorale. Cette comparaison schématique,

TABLEAU 3

Comparaison entre l'histoire néogène et quaternaire de trois sites en bordure de la Méditerranée.

Epoques	Marge continentale roussillonnaise Le "Rech" Lacaze-Duthiers G. PRUVOT – J. BOURCART – L. BERTHOIS.	Dahra et littoral oranais R. LAFFITTE et Y. GOURINARD	Bassin du Chélif A. PERRODON
Miocène supérieur	Formation des calcaires vindoboniens. Le plateau continental est très étendu et le rebord est loin au large de sa position actuelle.	Dépôt des marnes grises et marnes bleues. Tripolis et gypses.	Marnes bleues. Tripolis et gypses.
Fin du Miocène supérieur	Très importante émersion du plateau continental. Flexuration des bords de la Méditerranée occidentale – affaissement de la Méditerranée. Puissante érosion fluviatile. Creusement du canyon dans les calcaires vindoboniens.	Surrection des horsts. Surface d'aplanissement miocène.	Exondation des massifs bordiers par mouvements orogéniques. Approfondissement des bassins et comblement détritique.
	Rejeu de la flexure continentale qui se rapproche du littoral – immersion des bordures, des canyons. Dépôt pliocène qui colmate le canyon.	Transgression pliocène. Dépôts pliocènes en discordance sur le Miocène.	Transgression pliocène.
Fin du Pliocène – Début du Quaternaire ancien	Nouvelle et importante émersion. Reprise d'une puissante érosion sur la marge continentale émergée. Nouveau creusement du canyon, l'embouchure se trouve au delà de l'isobathe 2 000 actuelle.	Surface d'aplanissement taillée dans le Pliocène. Transgression calabrienne.	Plissement des aires marginales. Erosion et pénéplanation.
	Ré-immersion progressive – transgression calabrienne.	Discordance du Calabrien sur le Pliocène.	Transgression calabrienne.
Fin du Quaternaire ancien – Début du Quaternaire moyen	Oscillations successives mais régressions plus limitées – élévation probable des bordures. Emersion du plateau continental – reprise de la tête du canyon.	Surrection du Dahra. Rejeu et surrection des horsts. Début de l'étagement des terrasses quaternaires.	Subsidence du centre des plaines. Relèvement des seuils.
Quaternaire récent actuel	Transgressions locales ennoyant les formations plus anciennes. Comblement partiel de la tête du canyon.	Plissements locaux – flexuration des couches à Strombes de Port-aux-Poules.	Etalement des alluvions récentes. Relèvement des terrasses

Source : MNHN, Paris

donc incomplète, fait l'objet d'un tableau (3). Nous en retenons pour l'essentiel, mis à part le fait que l'histoire des trois sites est comparable :

(1) le mouvement général d'élévation des bordures à la fin du Miocène avec émersion de la marge continentale, flexuration, approfondissement de la Méditerranée et des bassins miocènes;

(2) le réajustement dû à une oscillation de sens inverse qui provoque la transgression pliocène avec plissement et érosion;

(3) la réapparition du même cycle avec la transgression calabrienne et la surrection progressive des massifs bordiers.

En somme, trois pulsations se sont succédées : à la fin du Miocène supérieur (Pontien), à la fin du Pliocène, à la fin du Calabrien-Villafranchien, pulsations qui ne sont pas rigoureusement synchrones partout. La dernière ne fut pas la moins importante en Algérie puisqu'elle a vu les horsts rejouer. le Pliocène et même le Villafranchien du Dahra se hisser à plusieurs centaines de mètres, le Calabrien s'étager dans les Hachachas, tandis que les bassins néogènes s'approfondissaient en leur centre.

Le point de départ antérieur à ces déformations pourrait être, comme l'a suggéré BOURCART. une immense plaine littorale et sous-marine se poursuivant sans aucune rupture de pente jusqu'aux fonds océaniques.

Sans oublier que de nombreux plis et failles sont orientés SW-NE en Algérie, (direction dominante) recoupés souvent d'une façon suborthogonale par des accidents très importants N-S, on voit que la diversification tectonique entraîne la variété géologique et qu'en définitive, mosaïque géologique - compartimentage tectonique doivent pouvoir expliquer le morcellement du plateau continental.

C. ESSAI D'INTERPRÉTATION GÉOMORPHOLOGIQUE DE LA MARGE CONTINENTALE ALGÉRIENNE

En 1954, J. BOURCART et L. GLANGEAUD dans « *Morphotectonique de la marge continentale Nord-Africaine* » ont jeté les bases d'un tel essai. Confrontant les données apportées par la carte à l'échelle de 1/500 000 de A. ROSFELDER avec celles de la géologie de l'arrière-pays, ces auteurs ont élaboré une remarquable synthèse, un schéma unitaire, qui met en évidence les rapports étroits existants entre la morphologie et la tectonique du précontinent Nord-Africain. Nos cartes au 1/100 000 et quelques prélèvements sous-marins fournissent des données complémentaires concernant plus particulièrement le plateau et la partie supérieure de la pente continentale. L'absence d'un ensemble précis de renseignements en géologie sous-marine confère aux lignes qui vont suivre un caractère assez conjectural dont nous sommes conscient. Nous considérons cependant, qu'à titre d'hypothèse de travail, tout apport, même issu d'une approche théorique, est utile.

Comme nous l'avons vu, la marge continentale algérienne présente, au fond, deux aspects principaux :

(1) elle est étroite (plateau pratiquement inexistant — littoral rectiligne, à falaises), devant les massifs élevés;

(2) elle est plus large (plateau nettement différencié — littoral bas et échancré), au droit des dépressions néogènes et quaternaires.

Source : MNHN, Paris

I — LES BORDURES ORANAISES

La pente continentale se subdivise géographiquement en trois secteurs :
(1) devant le golfe de Nemours, du banc des Câbliers jusqu'au cap Lindlès et l'île Plane;
(2) devant le littoral oranais, du cap Lindlès au cap Carbon;
(3) devant le golfe d'Arzew, du cap Carbon au cap Kramis.

Dans le premier secteur, des études récentes, faisant suite à la campagne *Géomède I* du « *J. Charcot* » (mars 1966), ont montré que les courbes en isogamma se superposaient aux courbes bathymétriques des îles Habibas au banc de l'Alidade (A. Gerard, 1968); profils bathymétriques et profils magnétiques sont, en gros, identiques. Par ailleurs, de fortes anomalies magnétiques ont été repérées, en particulier au Nord de l'île Plane. D'autre part, un carottage dans le canyon des Moules (vallée du cap Lindlès) a touché, sous quelques centimètres de sédiments récents, des roches éruptives. Ces données mettent en évidence dans ce secteur, une écharpe volcanique constituant l'ossature de la pente continentale, balisée en quelque sorte par une ligne de hauteurs : banc des Câbliers, banc de l'Alidade, roches des Deux-Frères, îles Habibas, île Plane qui rejoint la côte au niveau des appareils éruptifs du Miocène supérieur du cap Figalo et du volcan de Tifaraouine.

On peut alors logiquement admettre que ces venues éruptives se sont mises en place à la faveur de la première flexuration continentale. La pente continentale s'identifierait ainsi à l'un des flancs de la zone flexurée.

Plus à l'Est, le rejeu des horsts littoraux, leur surrection, accompagnée par ailleurs d'une surélévation du Dahra et d'un affaissement des bassins néogènes, n'a pu se produire sans répercussion sur le glacis continental. On peut même penser qu'à la limite, en certains endroits, au niveau du cap de l'Aiguille par exemple, le front de ces horsts délimités par une faille bordière constitue la pente continentale.

Devant le golfe d'Arzew et jusqu'au cap Kramis, la pente continentale retrouve une inclinaison plus faible. La flexure s'est sans doute exercée sur des terrains beaucoup plus souples que précédemment, au moins en surface. L'un des dragages à *remonte-pente*, effectué au large du cap Carbon, a ramené avec une boue récente, des fragments de marnes grises dont la microfaune (Foraminifères) nous fait présumer de la nature néogène de ces terrains.

On retrouve par ailleurs devant le golfe d'Arzew, comme devant le golfe de Nemours, un important méplat entre 200 et 500 mètres. A. Perrodon pense qu'il s'agit là d'une forme due à un lent glissement de la couverture néogène sur le substratum ancien par un phénomène de « *tectonique de couverture* » qu'il a observé sur la bordure des anciens bassins néogènes. Cette interprétation nous semble intéressante bien que, si de tels plissements sont probables au contact des horsts, ils le sont beaucoup moins devant le golfe d'Arzew où la pente n'est pas particulièrement importante. On peut interpréter cette morphologie de la même façon que pour le golfe de Nemours en faisant jouer deux flexurations, décalées dans le temps, qui auraient ainsi gauchi une zone comprise entre les deux lignes d'inflexion.

Lorsqu'on examine les esquisses paléogéographique du bassin du Bas Chélif de A. Perrodon, on constate que les mers néogènes formaient un grand golfe limité au Sud par les monts de Tessala (en partie) et le massif de l'Ouarsenis et au NE par une partie des Beni-Ménacer. Ce golfe peu profond, où se sont déposés des faciès néritiques fins, littoraux et saumâtres, couvrait l'actuel golfe de Nemours, la plaine de la Mléta et de l'Habra et le golfe d'Arzew; les djebels Orousse et Murdjadjo étant alors soit des îles, soit des hauts-fonds. La transgression calabrienne l'a envahi en grande partie, recouvrant une surface d'aplanissement postérieur aux dépôts pliocènes marins, surface qui devait s'étendre bien au delà du rebord continental actuel. Cette surface a été scellée par les dépôts de la mer calabrienne.

A cette époque, il devait donc y avoir sur l'emplacement actuel du littoral oranais une vaste plateforme dont le plateau des Hachachas (Dahra) serait un exemple actuellement émergé. La surrection des

Source : MNHN, Paris

horsts et du Dahra, la subsidence corrélative du bassin du Chélif, ont profondément bouleversé ce paysage. Cette différenciation orographique régionale a été doublée d'un phénomène continental : la flexuration des bordures au Nord de l'alignement : djebel Murdjadjo — djebel Orousse — massif du Dahra.

Cette surface anté-calabrienne dans laquelle il faut peut-être voir comme le suggère J. Bourcart (1954 b) « *une immense plaine sous-marine (qui était peut-être continentale à la fin du Miocène) qui se poursuivait sans aucune rupture de pente jusqu'aux fonds océaniques* », recouverte de Calabrien-Villafranchien, a été découpée en mosaïque. Une première partie s'est élevée (Dahra, horsts), une seconde a été enfouie sous les dépôts quaternaires continentaux (plaines de l'Habra et de la Mléta), une troisième fut immergée : golfe d'Oran — golfe d'Arzew — plateau sous-marin devant les Hachachas.

La plate-forme continentale actuelle aurait donc pour surface de base cet aplanissement anté-calabrien repris et fossilisé par la mer calabrienne. Elle serait recouverte par des vestiges de Calabrien ou plus probablement par des grès de plage tyrrhéniens, qui émergent d'ailleurs au voisinage du niveau 0 en de nombreux endroits. Etant admis que les oscillations marines durant le Quaternaire moyen et récent ont amené le rivage aux environs de la cote actuelle — 100 mètres, il est logique d'imaginer que les grès de plage, dépôts de régression, issus d'une consolidation par calcification à l'air libre, se soient développés jusqu'aux alentours de — 100 mètres (golfe du Lion) et aient ensuite été partiellement épargnés par la dernière transgression (flandrienne). Cette transgression a dû remanier les formations plus anciennes, les éboulis et les déjections des rivières (faibles en Oranie car le réseau hydrographique est inversé) et, de la sorte, édifier l'essentiel de la bordure littorale actuelle.

Cette façon de voir permet d'interpréter, en définitive, la forme du rebord de la plate-forme continentale avec les sculptures dont elle est parfois ornée (anciens reliefs quaternaires immergés non encore ennoyés par la sédimentation fine actuelle) et la forme de la bordure littorale. Les promontoires ou les falaises dus à la surrection des horsts ou à l'épirogenèse locale ont simplement vu leur front soumis à l'abrasion marine et à l'érosion subaérienne au cours de l'oscillation du niveau marin. Il s'est ainsi constitué à leur pied une surface d'équilibre entre abrasion et accumulation, continuellement en évolution du fait de leur surrection progressive et du glacio-eustatisme.

Cette interprétation est valable pour le golfe d'Arzew en ce qui concerne son plateau continental. Pour le reste, n'étant pas affecté par des horsts, le plancher du golfe de Nemours a suivi une évolution identique à celle du bassin néogène du Bas-Chélif dont il est le prolongement, c'est-à-dire qu'il s'est enfoncé en son centre, provoquant un étagement des grands coraux blancs qui couronnent des aiguilles probablement basaltiques auxquelles les pêcheurs de Béni-Saf ont donné le nom de « *Chandeliers* ». Ces aiguilles remontent parfois des fonds de 400 à 600 mètres jusqu'à 100 mètres.

Ravinant parfois profondément la pente continentale, comme nous l'avons déjà vu, les canyons n'apparaissent sur le précontinent oranais qu'à partir des îles Habibas. Il semble en effet que la pente continentale du golfe de Nemours en soit dépourvue ce qui laisse supposer que cette zone de transition entre les précontinents marocain et algérien n'a pas subi, au cours du Néogène et du Quaternaire, d'émersions comparables à celles de la quasi-totalité de la marge algérienne.

Le canyon des Moules avec son prolongement, la vallée du cap Lindlès et la vallée des Habibas sont particulièrement intéressants. Une première constatation s'impose à leur sujet : ils ne se trouvent pas dans le prolongement du réseau hydrographique actuel. Par ailleurs, le fait que ces canyons entaillent profondément des formations volcaniques mises en place durant le Miocène supérieur comme celles du cap Sigale, et que leur profil en long ait subi ensuite une déformation due à la flexuration anté-pliocène (Bourcart), leur confère un âge pontien probable. En ce qui concerne le canyon des Moules, le contraste entre l'état de fraîcheur du ravin très encaissé qui constitue la partie supérieure et la vallée beaucoup plus large qui lui fait suite, fait présumer d'un creusement en deux époques d'âge différent. La vallée, partie la plus ancienne, pourrait être d'âge pontien alors que le ravin qui y débouche serait le résultat d'une reprise post-pliocène et n'aurait pas été colmaté par la suite. Ceci est en accord avec l'histoire du « *Rech* » Lacaze-Duthiers. Ainsi l'évolution de ces canyons, qu'ils soient sur la bordure Nord ou Sud de la Méditerranée a dû être, à peu de chose près, parallèle.

De même qu'on ne retrouve aucun raccord possible entre le canyon des Moules et le réseau hydrographique actuel, il ne semble pas non plus exister de prolongement sous-marin net à l'oued Chélif, grand fleuve algérien avec ses $1{,}7.10^9$ m³ de débit liquide. L'étude du bassin de ce fleuve a fait apparaître que le Chélif traverse en cluse l'extrémité plissée du Dahra sans doute depuis le Pléistocène. La dernière partie de son cours et son embouchure actuelle seraient donc récentes. Alors se

Source : MNHN, Paris

pose le problème de la localisation de l'ancien cours terminal qui, pour un tel fleuve, devrait s'inscrire dans la bordure littorale immergée. Or, il n'apparaît dans la topographie qu'un tracé probable de rivière vers — 1 000 mètres, appelé, sans vouloir préjuger de son origine, la vallée du Chélif. Il semble donc qu'entre les empreintes laissées sur le rebord et le glacis continental par un ancien réseau hydrographique et le tracé du réseau actuel il n'y ait aucune relation bien nette. Il s'agit vraisemblablement de deux systèmes indépendants qui ont évolué à des époques différentes. Ceci est en accord avec le fait que l'orographie anté-pliocène, par exemple, était totalement différente de l'actuelle dans cette région.

Il faut encore noter que le rejeu des plissements néogènes ou quaternaires a certainement influencé la morphologie sous-marine; par exemple, la ride topographique NE-SW de Port-aux-Poules que se fait sentir jusqu'à — 40 mètres, est la continuation de l'axe anticlinal : les Hamyans-Port-aux-Poules. Cet axe semble ensuite s'ennoyer sous les dépôts récents du golfe d'Arzew.

En résumé : — à surrection locale ou régionale et flexuration continentale correspondent en général une marge continentale étroite, très accore, un plateau très réduit — à subsidence locale ou régionale et flexuration continentale correspondent une marge continentale en pente douce, un plateau bien développé. Surrection, subsidence, flexuration, apparaissent ainsi comme les phénomènes moteurs de la différenciation morphologique des bordures méditerranéennes oranaises. Le tracé du rebord, la pente du glacis sont la marque de la flexure, le tracé du littoral étant le résultat de l'action du couple surrection-subsidence. Telle est ainsi schématisée notre interprétation géomorphologique de la bordure sous-marine oranaise.

II — LA BORDURE ALGÉROISE

Le méridien du cap Kramis limite à l'Est les formations néogènes et quaternaires du Dahra occidental. Il marque en même temps le départ d'un rétrécissement net du plateau continental qui s'accentue fortement à l'Est de Ténès devant les Beni-Ménacer. La pente continentale, au droit du Dahra oriental, est large, très festonnée par de nombreuses vallées sous-marines; elle se rétrécit et s'incline davantage après Ténès jusqu'au méridien de Gouraya. Ces différences peuvent être imputées soit à des variations d'intensité dans les mouvements de surélévation des massifs du Dahra et des Beni-Ménacer, soit à un décalage dans le temps de ces mouvements. Le plateau continental s'identifie ici à une corniche d'abrasion alors que la pente matérialise très probablement le passage faillé de la grande flexure continentale. Les pentes très fortes observées au Nord de Gouraya nous font supposer que si la couverture néogène a existé à cet endroit, elle a été mise en équilibre très instable. On peut alors penser que tout ou partie de cette couverture de sédiments plus ou moins plastiques, a pu glisser sur le substratum vers la plaine abyssale (tectonique de couverture), soit par simple effet de gravité, soit sous l'influence d'ébranlements de l'écorce; la sèismicité de cette région étant particulièrement importante (Rothé). Ceci pourrait expliquer certains reliefs au pied de la pente continentale. Un tel phénomène semble d'ailleurs avoir été à la base de la rupture des câbles téléphoniques trans-méditerranéens en 1954 au large de la région de Ténès (Bourcart et Glangeaud, 1956).

Ajoutons que dans la région de Gouraya-Francis Garnier et Ténès, existent de nombreux filons de sidérose plus ou moins hématisés témoignant d'une fracturation intense de la région.

Quoiqu'il en soit, sans même faire appel à de tels événements, il est établi que de simples éboulements ou avalanches sous-marines perturbent actuellement la sédimentation de cette région. Un dragage (— 1 200 m) et un carottage (— 800 m) sur le glacis continental, au Nord de Gouraya, ont ramené, interstratifiés dans des boues grises, de nombreux fragments de grès (à grano-classement) et de grès quartzite tout à fait analogue au flysch des Beni-Ménacer. Ces formations constituant l'arrière-pays, conditionnent aussi la morphologie du précontinent, comme en témoignent la nature et l'alignement caractéristique d'îlots, ex. : le rocher de la Fourmi et l'existence bien connue des pêcheurs, de résurgences d'eaux douces.

Source : MNHN, Paris

De nouveau, le plateau continental ne se définit bien qu'à partir de Gouraya, c'est-à-dire en face d'un bassin néogène. Là, comme en Oranie, baies et golfes s'inscrivent dans le cadre de ces bassins : baie de Castiglione et baie d'Alger pour la Mitidja. Corrélativement, le littoral s'échancre profondément.

Deux données récentes apportent des éléments nouveaux à la compréhension de la morphologie de la marge continentale de cette région. Un dragage devant le massif d'Alger, au large de la pointe Pescade, par 600 m de fond, a arraché (cassure nette et franche) un important fragment de roche complexe, formée de schistes à séricite, riches en quartz à structure cataclastique et de micaschistes à biotite analogues aux schistes et micaschistes à biotite du massif d'Alger (ROYER). Les formations anciennes de ce massif affleurent ainsi, au moins localement, sur la pente continentale qui ne serait donc qu'un fronton sous-marin.

Par ailleurs, dans le cadre de l'opération *Géomède I*, la « *Calypso* » a levé un profil de sismique réflexion en baie de Castiglione, lequel a été interprété par L. GLANGEAUD et son équipe (1967). A notre avis, ce profil met en évidence trois faits importants : — la flexure continentale est une réalité concrète, elle semble à l'origine de la pente continentale — la ride sous-marine NW-SE est bien le prolongement sous-marin des massifs cristallins et cristallophylliens de la Grande Kabylie, de Ménerville et d'Alger. Cette ride semble due à un bombement de substratum qui a plissé en anticlinal la couverture pliocène.

Un net aplanissement post-pliocène est à l'origine du glacis en pente douce qui s'étend au droit de la baie de Castiglione. L. GLANGEAUD attribue un âge post-calabrien et anté-wurmien à cette surface qui semble biseauter le Pliocène et le Villafranchien. Cependant, sa grande extension, le fait qu'elle paraît se gauchir au niveau de la flexure continentale, pourraient faire penser à un aplanissement datant de la fin du Pliocène, surface analogue à celle mise en évidence par une coupe de A. AYME (1952) où le Calabrien est discordant sur le Pliocène. Elle serait aussi à comparer au plan qui souligne la discordance entre les marnes miocènes de Suffren-Aïn Taya et les grès quaternaires sus-jacents. A la Réghaïa, une surface analogue entaille le Pliocène sur lequel on trouve des blocs de granite et de granodiorites du massif de Ménerville et de Grande Kabylie recouverts par de hautes dunes quaternaires.

La ride sous-marine NW-SE dans le prolongement du massif de la Bouzaréa semble effacer une autre ride, orthogonale, qui se développe dans le NE du massif du Chenoua. Ce massif est, par ailleurs, en contact avec la dépression néogène synclinale de l'oued Djer-Tipaza par une flexure. Une telle structure influence visiblement la morphologie du plateau continental et en particulier celle du rebord entre le méridien du Tipaza et celui de Bou Haroun. La ride du Chenoua est encore perceptible vers — 500 mètres. Au delà, elle paraît s'infléchir vers le NW et disparaître contre flanc sud du bombement de la Bouzaréa. La convergence de ces deux traits structuraux pourrait bien être à l'origine de l'excroissance du glacis continental au large de la baie de Castiglione.

Entre deux horsts (massif d'Alger, banc du cap Matifou) la baie d'Alger, partie du bassin néogène de la Mitidja, s'inscrit en creux. Les études de sismiques réflexion de P. MURAOUR (1956 c) mettent en évidence deux réflecteurs dans la baie d'Alger et plus au large vers les fonds de 400 à 500 m. Le premier serait constitué selon l'auteur par le contact sédiments récents - sédiments néogènes — et le second par le passage du Néogène au socle métamorphique. S'il en est ainsi, le baie d'Alger s'est probablement ouverte à la suite de l'affaissement d'un compartiment du substratum ancien, ce qui pourrait expliquer l'allure géométrique de cette enclave marine.

A l'Est, de Jean-Bart à la Réghaïa, le bassin de la Mitidja débouche dans la baie de Courbet-Marine. Le littoral actuel est entaillé dans des marnes bleues miocènes puis pliocènes. Les formations miocènes sont fortement redressées entre Jean-Bart et Suffren de part et d'autre d'un anticlinal dont le cœur, orienté NE-SW est visible sur la plage Aïn Taya-Suffren. Les photographies aériennes couvrant cette zone montrent la continuation sous la mer de cette structure. L'abrasion marine récente a sectionné les strates ainsi redressées, mettant en évidence leur direction soulignée par des témoins gréseux comme l'île Agueli. Ainsi il apparaît comme probable que la ride sous-marine qui donne au glacis continental une orientation NE-SW à l'Est du cap Matifou soit imputable à une structure mise en place postérieurement au Miocène et peut-être au Néogène.

A l'Est du massif de Ménerville et dans le prolongement du bassin néogène de l'oued Sébaou s'étend un autre ensemble néogène : le bassin de l'oued Isser, dont la bordure littorale est recouverte par des formations quaternaires récentes et actuelles (dunes). On peut penser qu'au moins au Miocène et peut-être même au Pliocène, les bassins de la Mitidja et de l'oued Isser étaient en continuité et ne formaient qu'un seul et même système littoral subsident. Actuellement, ils communiquent entre eux

Source : MNHN, Paris

par un étroit goulet au Sud du massif de Ménerville (contact anormal : surrection du massif ?) et très probablement au Nord, au niveau du plateau et de la pente continentale. Ces derniers seraient beaucoup plus étendus s'ils n'avaient été ravinés par les canyons de la vallée de Courbet.

Si la forme du glacis continental algérois semble avoir pour origine deux mouvements fondamentaux : flexuration des bordures continentales et bombements transverses qui se sont fait sentir postérieurement au Pliocène, déformant une surface préalablement établie, la configuration du plateau continental apparaît beaucoup plus difficile à interpréter. En baie de Castiglione, il est probable qu'elle soit conditionnée par l'aplanissement décrit ci-dessus. En baie de Courbet, le plateau a sans doute comme origine la reprise locale et sub-actuelle de l'aplanissement post-néogène déformé, fossilisé par les grès quaternaires.

Les môles anciens montrent sur leur fronton sous-marin des corniches d'abrasion qui ne sont probablement pas actuelle mais plutôt dégagées par la dernière transgression post-würmienne.

Les empreintes d'un ancien réseau hydrographique existent aussi bien à terre que sur la marge continentale immergée. A. Aymé, L. Glangeaud et P. Muraour (1953) ont retrouvé sur le massif d'Alger et près de Djinet les traces d'un ravinement pontien et l'amorce de canyons, oblitérés au niveau du plateau continental. Ces traces sont très difficiles à snivre sur la pente continentale et le raccordement de canyons sous-marins à des ravins anciens, émergés, reste très hypothétique. Par ailleurs, la vallée sous-marine de Courbet avec ses deux têtes : le canyon du cap Blanc et de Courbet, constitue, avec la vallée du cap Lindlès et le canyon des Moules en Oranie, le plus bel exemple du réseau algérien de vallées sous-marines. Comme précédemment, on ne discerne aucun lien, en première analyse, entre le réseau hydrographique actuel (l'oued Isser par exemple) et ces vallées submergées. Réciproquement, les vallées actuelles comme celles de l'oued Isser et Sébaou ne montrent aucun prolongement sous-marin net.

Ce que nous avons appelé sur nos cartes *la vallée de la Sébaou* ne fait pas suite à la vallée de l'oued du même nom mais, en fait, remonte jnsqu'au pied des formations volcaniques du cap Bengut, alors que l'oued débouche nettement plus à l'Ouest. Le tracé actuel de l'oued Sébaou, en particulier son cours moyen et inférieur, n'est pas sans rappeler l'oued Chélif. Le cours moyen est en position axiale dans un bassin miocène de direction générale E-W, le cours terminal, après un coude brusque, prend la direction N-S. Toutes proportions gardées, ces deux oueds offrent des ressemblances et nous serions tenté d'admettre que, comme pour le Chélif, le cours inférieur du Sébaou soit relativement récent, détourné par le relèvement d'un seuil.

Muraour (1956 b) note dans sa thèse que le cours moyen ancien de cet oued devait être plus élevé que l'actuel, mais parallèle. D'importants dépôts d'alluvions pliocènes témoignent de son activité. Y a-t-il un lien entre la reprise par ce cours d'eau de ces dépôts et les importantes formations à quartz laiteux en « dragées » ou en « pilules » qui constituent l'essentiel du Quaternaire de la région côtière du Rocher noir à Courbet Marine ? S'il en était ainsi, nous aurions un indice en faveur de l'existence possible d'un ancien passage de l'oued Sébaou qui deviendrait, de ce fait, l'auteur probable du creusement des canyons de Courbet Marine.

En définitive les conclusions tirées de l'étude de l'Oranais sont applicables dans l'ensemble à l'Algérois. La morphologie littorale et précontinentale apparaît dans l'état actuel de nos connaissances, comme dépendante de la structure géologique. Le rôle des bassins néogènes littoraux ou sublittoraux est déterminant. La différenciation morphologique de cette région a pour origine la tectonique. Comme en Oranie, le plateau continental semble bien résulter d'un aplanissement post-néogène. Pour peu qu'on veuille bien admettre qu'une tectonique de horst puisse être à la base de la surrection locale des massifs anciens (Bouzarèa, Matifou), l'identité diastrophique entre les deux régions devient évidente.

Source : MNHN, Paris

III — LES BORDURES CONSTANTINOISES

1 — GOLFE DE BOUGIE ET BAIE DE DJIDJELLI.

Du cap Bengut (Dellys) au cap Bouak, la côte de la Grande Kabylie est très homogène. Les deux grandes unités lithologiques du synclinorium kabyle : schistes crétacés et grès oligocènes sont toutefois, par érosion différentielle, à l'origine d'une indentation du littoral (cap Tèdlès, Sigli). L'Atlas littoral est ici le plus élevé (Dj. Tamgout, 1 278 m) et le flanc Nord de la Kabylie plonge sous une pente forte dans la plaine abyssale. A cette orographie émergée correspond une morphologie sous-marine caractéristique : marge continentale réduite, plateau continental inexistant, remplacés par des corniches d'abrasion et des pentes fortement gaubchies.

La flexure continentale a dessiné le front sous-marin de la Grande Kabylie; c'est à sa surrection que l'on doit l'accentuation du profil transversal (Bourcart et Glangeaud, 1954). On retrouve ici en quelque sorte, des caractères identiques à ceux des Beni-Ménacer et de leurs contreforts sous-marins.

Comme nous l'avons déjà vu, les falaises jurassiques du cap Bouak à l'Ouest, le massif volcanique miocène de Cavallo à l'Est, délimitent une importante échancrure du littoral : le golfe de Bougie. Ce golfe se singularise par sa morphologie très particulière : plateau continental peu étendu; glacis continental festonné par d'imposants « cirques » d'où partent des vallées sous-marines; littoral sablonneux (dunes) qui ourle le pied des falaises de la Kabylie des Babors. On ne retrouve apparemment pas ici l'habituel golfe s'inscrivant dans un bassin néogène littoral. Néanmoins la dépression de l'oued Soummam est un bassin miocène de Sidi Aïch à Bougie. D'autre part, les chaînons des Babors dont les formations rigides de calcaires jurassiques se dressent brutalement au sein des schistes crétacés suivant une orientation générale SW-NE, confèrent à l'arrière-pays du golfe de Bougie une morphologie sans analogie avec celle du précontinent.

La pente du glacis continental est nettement plus faible que devant la Grande Kabylie tandis que la forme des cirques et vallées sous-marines suggère un intense creusement dans un ensemble homogène de roches peu résistantes.

Le plateau continental ressemble plutôt ici à un talus d'accumulation détritique.

On ne peut pas davantage relier le réseau hydrographique actuel aux vallées sous-marines sauf dans un cas très particulier : le canyon de Bougie. Ce canyon remonte jusqu'aux fonds de 30 mètres dans la direction de l'oued Soummam. D'une largeur réduite, encaissé d'une trentaine de mètres, il s'apparente plutôt à un ravin creusé par cet oued à une époque très récente (juste avant la dernière transgression post-würmienne ?). Il est à noter qu'il s'évase de 80 à 100 mètres puis disparaît, ce qui peut constituer un repère intéressant du niveau 0 de cette région au moment du creusement.

Les pentes accores du massif volcanique miocène de Cavallo interrompent brutalement la morphologie sous-marine du golfe de Bougie : le plateau continental a pratiquement disparu.

La pente est très accore. Le bref rentrant de la marge continentale, auquel fait suite une excroissance du plateau, sépare le golfe de Bougie de la baie de Djidjelli. Cette disposition en créneau semble due au prolongement sous-marin des formations oligocènes qui constituent le plateau de Djidjelli. Celui-ci porte le banc des Kabyles et le haut-fond de Djidjelli à proximité desquels nous avons dragué des galets de grès et quartzites à faciès numidien. La topographie tourmentée de ce plateau laisse supposer qu'en de nombreux points, ces roches affleurent.

Entre le plateau de Djidjelli et les contreforts du massif de Collo s'intercale une zone plus basse, qui forme l'essentiel de la baie de Djidjelli. Sa morphologie est identique à celle du golfe de Bougie. Vers le SW, cette zone déprimée se raccorde à un bassin littoral néogène qui se développe suivant une grande plaine littorale, de Djidjelli à l'oued Nil. Devons-nous voir dans cette région, comme J. Bourcart et L. Glangeaud « *l'existence probable d'un synclinal néogène et plio-quaternaire côtier E-W ?* ». Certaines présomptions sont favorables à l'existence probable de formations néogènes dans le prolon-

Source : MNHN, Paris

gement des témoins sublittoraux : vallée de la Soummam, Sahel de Djidjelli. Ceci pourrait permettre d'interpréter la morphologie particulière des zones basses du golfe de Bougie et de la baie de Djidjelli, nettement individualisées par rapport aux secteurs qui les encadrent, et ayant probablement une nature et une structure très différentes.

Les nombreuses et importantes vallées sous-marines qui creusent la pente continentale de ces régions sont les témoins de l'intense érosion fluviatile qui s'est exercée durant les époques antérieures, très probablement anté-Quaternaire moyen. Les « *cirques* » actuellement immergés devaient collecter un certain nombre de torrents parmi lesquels l'ancien oued el Kébir (O. Rhumel) fut sans doute l'un des plus puissants. Notons encore que la forme assez « coffrée » de ces vallées sous-marines et des pédoncules qui les séparent est troublante. Compte tenu de l'imprécision de la bathymétrie, il serait intéressant de savoir si cette forme dépend uniquement d'un creusement dans des roches à propriétés mécaniques particulières ou s'il ne faut pas songer plutôt à l'utilisation par l'ancien réseau hydrographique d'ondulations transversales d'origine tectonique.

2 — LA PRESQU'ÎLE DU CAP BOUGAROUNI. LE GOLFE DE PHILIPPEVILLE.

La baie de Djidjelli s'arrête brusquement à l'Est contre la presqu'île du cap Bougarouni, promontoire très avancé de la Kabylie de Collo. Mise à part une étroite corniche d'abrasion qui ceinture ce promontoire, la pente sous-marine est en continuité avec la partie émergée. On peut presque utiliser ici le terme de falaise sous-marine. Deux carottages effectués à 800 et 1 200 m de profondeur, au droit du cap Bougarouni, ont rencontré, sous une faible épaisseur de boues noires très récentes, le substratum granitique qui forme l'essentiel de la presqu'île. Ce « *belvédère* » surplombe la plaine abyssale. Comme pour le massif d'Alger et d'une manière générale pour tous les massifs particulièrement surélevés, le fronton immergé de la Kabylie de Collo ne porte pas de couverture sédimentaire importante. Il n'est recouvert que par une pellicule de sédiments actuels ou très récents.

En plusieurs endroits de l'Oranie, les régions soulevées conservent la trace d'un Quaternaire plus ou moins étagé et plus ou moins fossilifère. Dans le Constantinois, les auteurs ont relevé des reliques de Quaternaire sur le flanc des massifs anciens, à partir de la presqu'île du cap Bougarouni, mais il s'agit là de replats d'abrasion ou de formations détritiques : éboulis, banquettes, qui sont beaucoup plus difficiles à dater. En ce qui concerne la presqu'île du cap Bougarouni, ROUBAULT avait déjà remarqué en 1934 l'existence d'une banquette quaternaire accolée à la falaise granitique, formée de dépôts stratifiés. LAFUENTE a repris ce problème en 1952, montrant que le rivage actuel, dominé par ces banquettes quaternaires, est formé par des falaises d'éboulis ou de dépôts anciens (Villafranchien-Calabrien ?) reposant sur une ancienne plate-forme d'abrasion. Ces formations sont actuellement déblayées par la mer tandis que l'abrasion de l'ancienne plate-forme sous-jacente reprend.

Il est donc très probable que ce que nous appelons aujourd'hui : la corniche sous-marine de la presqu'île du cap Bougarouni doit sa forme à cette surface ancienne mise à nu et rabotée à nouveau par la mer. Cette constatation est importante car elle tend à confirmer ce que nous avons supposé au cours de l'étude de l'Oranie et de l'Algérois : le plus ou moins vaste méplat du plateau continental est, au moins localement, une surface dont l'origine paraît ancienne. Dans le cas de la presqu'île du cap Bougarouni, des mouvements de surélévation ont pu gauchir la surface primitive provoquant ainsi une reprise récente de l'érosion marine.

Dans le golfe de Philippeville, pris dans son sens large, entre la presqu'île du cap Bougarouni et celle du cap de Fer, il est à remarquer que les traces de surélévations post-pliocènes de la Kabylie de Collo et de son prolongement oriental sont parfaitement visibles : banquettes quaternaires stratifiées à dépôts d'origine marine, vallons ou vallées suspendues (valleuses), ceci jusqu'à Philippeville. En définitive, ces empreintes du diastrophisme plio-quaternaire bordent les côtes élevées, le long des formations cristallines et cristallophylliennes de la Petite Kabylie.

Lorsqu'on examine à la fois la carte bathymétrique et la carte géologique de l'arrière-pays du golfe de Philippeville, on est frappé par l'étroite coïncidence qui existe entre deux aspects de l'arrière-pays : côtes élevées de l'Ouest (pays cristallophyllien), côtes basses de l'Est (pays oligocène) et deux formes différentes du plateau continental qui leur font suite vers le Nord : profil convexe et

Source : MNHN, Paris

plateau élevé à l'Ouest, profil concave, plateau plus étendu et plus bas à l'Est. On retrouve une corrélation morphologique entre terres émergées et pays immergés. Bien qu'en arrière des côtes basses il n'existe apparemment pas de bassin néogène, phénomène presque constant jusqu'à présent, la dépression de Senhadja joue un rôle morphogénétique tout à fait comparable pour la baie de Fetzara.

J. HILLY a décrit dans le massif du cap de Fer d'importantes séries de flysch du Miocène inférieur formées dans des bassins subsidents. Il constate que ces formations disparaissent au Sud d'une ligne qui sectionne en E-W le cap de Fer mais qu'en revanche apparaissent des témoins pliocènes peu nombreux. A partir de ces constatations cet auteur interprète en définitive la grande dépression de Fetzara comme un effondrement quaternaire et le fait que les témoins de Pliocène soient peu nombreux comme le résultat d'une intense érosion post-pliocène.

Au regard de la coïncidence entre la morphologie particulière du plateau continental de l'Est et la nature cristallophyllienne de l'arrière-pays qui le borde, on est en droit de penser que ceci conditionne cela, que le plateau continental est une surface taillée dans le massif ancien. Comme au cap Bougarouni, cette surface serait ancienne, plus ou moins retouchée par les dernières transgressions.

Le plateau de l'Est, inclus entre le cap d'Akmès et la presqu'île du cap de Fer, face à la dépression de Fetzara, présente un paysage sous-marin totalement différent de la partie Ouest. La variété des formes qui constituent ce site, le canyon du Filfilah, entre autres, n'ont pas pour origine une action marine. Il ne peut s'agir ici que d'un pays sculpté par l'érosion continentale puis rapidement ennoyé. Cet événement doit être récent si l'on en juge d'après la netteté des formes non encore enrobées par la sédimentation. Ainsi, le contraste entre ces deux parties du golfe de Philippeville met en évidence l'extrême complexité des phénomènes diastrophiques qui, localement, ont pu intervenir de façon indépendante.

Hétérogène jusqu'aux fonds de 200 mètres, le précontinent numide s'homogénéise après la première ligne d'inflexion dessinant le rebord qui surplombe un large méplat de 200 à 500 mètres. Cette morphologie en marche d'escalier est identique à celle que nous avons rencontrée dans les golfes d'Arzew et de Nemours et même dans la baie de Castiglione. Notre interprétation sera la même : les deux rebords ainsi dessinés sont le résultat d'un double flexuration, le méplat a été créé par le jeu de la deuxième flexure et a pu être plus ou moins retouché par érosion marine ou subaérienne.

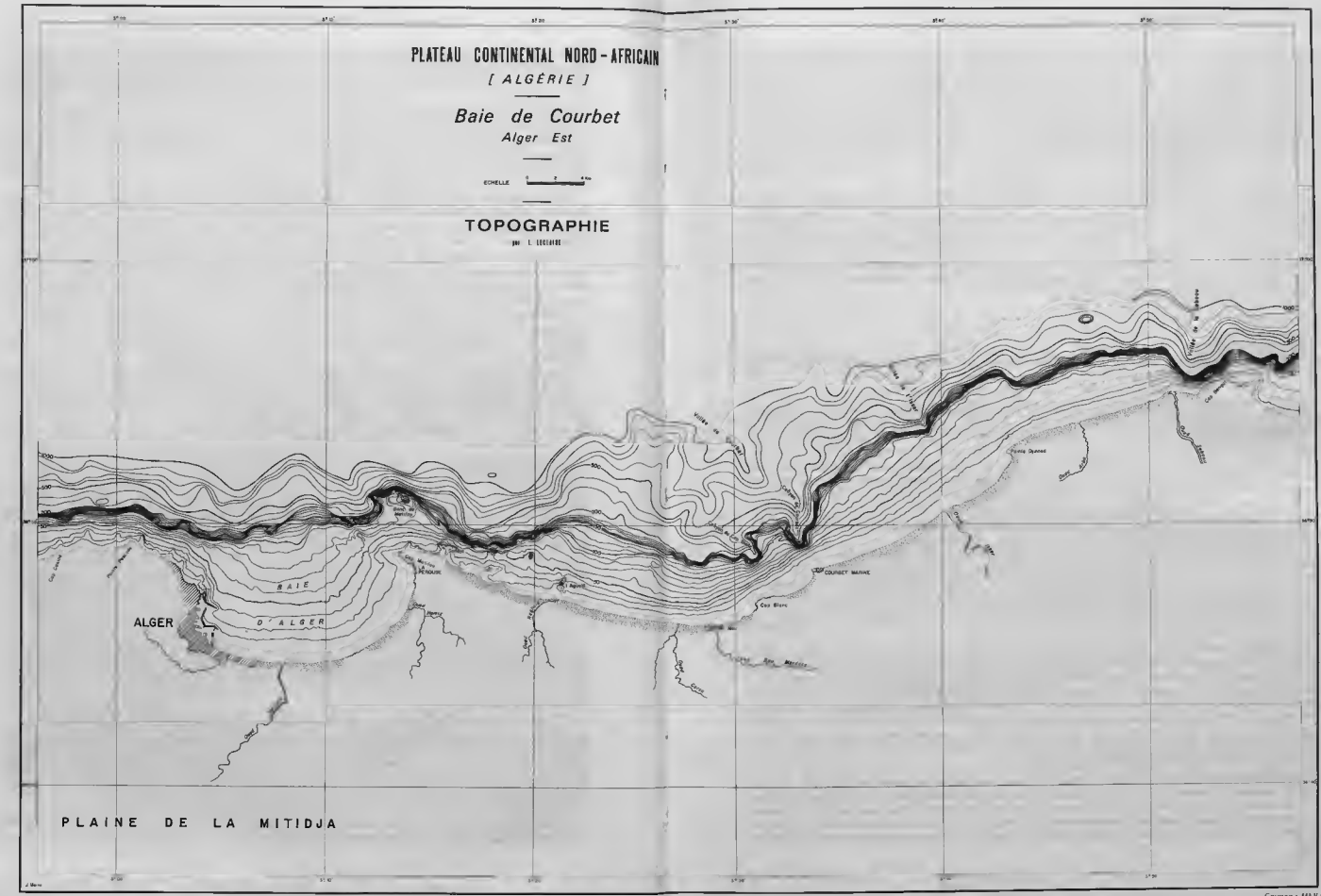
La pente continentale est très nettement et profondément incisée par de nombreuses vallées sous-marines. Celles de Tamanart qui entaille le massif granitique du cap Bougarouni est un des rares exemples de vallée sous-marine prolongeant une vallée actuelle. Par contre, celle de Collo n'est pas dans l'axe de la baie tectonique de Collo (LAFUENTE). Elle vient buter contre l'arête sous-marine du Ras Frao. Les autres vallées : du Ras Bibi, de Skikda, du Filfilah, sont sans relation avec le réseau hydrographique actuel. D'ailleurs, lorsqu'on examine le canyon du Filfilah, on est frappé par le fait que son raccordement avec les grandes vallées inférieures n'est pas évident. Il est seulement probable que ce canyon communique avec la vallée de Skikda à la suite d'un brusque changement d'orientation esquissé par l'isobathe 300. Le creusement n'est pas intervenu à la même époque et ne se rapporte pas nécessairement à la même rivière. En outre, si on peut envisager d'attribuer à l'oued el Kébir le creusement de ce canyon et de la tête de la vallée du même nom, par contre aucune trace sous-marine de l'oued Saf-Saf n'est visible.

On décèle donc trois phases dans la formation de ces vallées : une première, très ancienne, qui aurait donné les grandes vallées sous-marines de la pente continentale, une deuxième phase plus récente aurait creusé des canyons comme ceux de Bougie et de Filfilah et serait aussi à l'origine des *« valleuses »*. Enfin au cours d'une troisième phase le réseau hydrographique actuel se serait développé. Il faut donc envisager l'existence successive de plusieurs réseaux et par conséquent de plusieurs topographies différentes.

J. HILLY (1957) écrit à propos des éboulis anciens : *« il faut considérer ces affleurements comme les témoins plus ou moins remaniés d'un vaste manteau qui a recouvert une topographie dont les détails n'avaient rien de commun avec ceux que nous connaissons aujourd'hui. Le réseau hydrographique actuel lui est en partie postérieur et l'a fortement démantelé »*. L'auteur attribue ces éboulis à une nappe d'alluvionnement du Villafranchien récent sachant que *« dans les régions littorales du Magreb une importante phase d'accumulation, partout antérieure au creusement des vallées et au début du façonnement de la topographie actuelle* (ARAMBOURG) *date de cette époque »*.

Ceci permet de situer le début de l'implantation des rivières actuelles à la fin du Villafranchien-Calabrien, de toute façon avant le Quaternaire moyen.

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

Compte tenu de ce qui précède, des données de l'histoire plio-quaternaire de l'Algérie et du « *Rech* » Lacaze-Duthiers, il se pourrait que les trois systèmes envisagés ci-dessus aient fonctionné successivement au Pontien, après le Pliocène au début du Villafranchien et enfin postérieurement au Villafranchien avec le début d'une nouvelle et dernière implantation à la fin de cet étage. Si ces réseaux hydrographiques d'âge différent ont pu interférer, ils ne se superposent pas nécessairement, c'est pourquoi une certaine disposition d'esprit qui consiste à voir une continuité entre les vallées sous-marines et les vallées émergées peut conduire ici à des interprétations erronées. Un seul facteur commun a dû présider à l'établissement des différents réseaux : la subsidence des bassins néogènes et plio-quaternaires. Ce fait peut être à l'origine de phénomènes de convergence parfois visibles entre les vallées anciennes sous-marines et les vallées actuelles (cours inférieur).

La presqu'île du cap de Fer limite à l'Est le golfe de Philippeville et forme un éperon micro-granitique raviné. La seiche de Toukoush constitue une anomalie morphologique de la marge continentale, car elle est formée par une zone de hauts-fonds au pied d'une côte relativement élevée. Cette formation précède, du Nord au Sud, l'appareil volcanique très complexe d'Herbillon-Sidi Akkéché. Des arguments d'ordre géologique ont conduit Hilly (1957) à se demander si : « *le massif andésitique de cette région, avec son substratum dioritique ne représente pas la bordure méridionale non effondrée ou surélevée de la seiche de Toukoush* ». Le dragage de galets de nature andésitique sur ce haut-fond s'ajoute à un faisceau d'indices très favorables à cette hypothèse.

3 — LE GOLFE DE BÔNE. LE PLATEAU DE LA GALITE. LES CONFINS ALGÉRO-TUNISIENS.

La vallée d'Herbillon, sur le flanc Est de la Seiche de Toukoush, limite à l'Ouest un ensemble morphologique dont le méridien du cap Rose constitue la limite Est : c'est le golfe de Bône. De la baie d'Herbillon à la vallée d'Aïn Barbar, le plateau continental est bien différencié, avec un rebord nettement marqué et bordé par une côte sans échancrure importante. Cette côte est taillée dans les importantes formations de grès, grès quartzites et argiles du Nummulitique supérieur du massif de l'Edough. La seiche d'Aïn Barbar, accident topographique du plateau continental se trouve dans le prolongement de formations du Crétacé supérieur. Le méridien de la vallée d'Aïn Barbar forme la limite Est de cette province géologique et morphologique. En effet, c'est à proximité de ce méridien qu'a lieu le passage entre le pays sédimentaire nummulitique et le pays cristallin du djebel Edough, passage nettement accusé par la morphologie sous-marine.

Alors que le plateau continental, entre la vallée d'Herbillon et celle d'Aïn Barbar, présente des analogies avec celui de la Grande Kabylie ou des Beni-Ménacer (profil rigide, en genou), à l'Est, il devient tout à fait semblable aux contreforts immergés des côtes cristallophylliennes de l'Ouest du golfe de Philippeville (profil convexe, méplats, rebord peu accusé). Il est probable que dans cette région ce soit le substratum cristallin du massif de l'Edough qui conditionne la morphologie du plateau continental. Entre les domaines émergés et immergés, il y aurait continuité de nature et de structure.

A l'Est de la vallée du cap de Garde, la marge continentale s'étend largement, le glacis est en pente douce, il n'y a pas trace de vallées sous-marines. Ce secteur n'est déjà plus typiquement algérien, mais limitrophe, et annonce le précontinent tunisien très étendu. Quant au plateau continental, il présente une topographie troublée. Du cap de Garde à la *roche du Mauvais Corail*, le fond de la baie de Bône est formé par un atterrissement construit à partir des sédiments détritiques, déjections de l'oued Seybouse et de l'oued Mafrag. Cet atterrissement, percé par des têtes de roches, véritables « *monadnocks* » (rocher Saint-Joseph, roche du Vautour) recouvre un substratum qui apparaît entre les isobathes 40 et 50 et dont la topographie semble complexe. De 50 à 100 mètres c'est un paysage de « *platiers* » qui forme l'essentiel du plateau continental.

Dans l'un des chenaux, la présence de sable dunaire à cortège minéralogique identique à celui des dunes côtières, de même que la trace de ce même cortège minéralogique — au delà de l'isobathe 100 — dans un sédiment à forte teneur en calcaire biogène, font penser à l'existence possible de formations quaternaires : dunes ou grès dunaires, dans le prolongement de celles qui encadrent le cap Rose et participent au dessin de la côte. Cette hypothèse est en accord avec les observations de L. Joleaud

Source : MNHN, Paris

(1936) qui a noté que certaines assises de grès dunaires littoraux s'enfoncent sous la mer et sont encore visibles à la cote — 10 au SE du cap de Garde, au large de La Calle et devant Herbillon. Morel a d'autre part, retrouvé des dépôts de plage à 46,4 m sous le port de Bône. J. Hilly (1957) écrit à ce sujet : « *il semble que les dunes littorales n'aient jamais eu une grande extension. En effet, si les grès dunaires s'enfoncent bien sous la mer, ils ne sont pas connus à de grandes profondeurs* ».

Masquées par un talus de sable détritique au niveau de la bordure littorale ou détruites par érosion marine, il est néanmoins possible que ces formations réapparaissent au large, plus ou moins ennoyées par la sédimentation actuelle ou récente, et soient à l'origine de la topographie particulière du plateau continental bônois.

Un bombement au niveau du cap Rose amène à l'affleurement les grès du Nummulitique supérieur, entaillés en falaises par la mer. Il est probable qu'au droit du cap Rose, le plateau sous-marin qui s'étend jusqu'à — 70 mètres, soit formé par une plate-forme d'abrasion taillée dans ces grès, à moins que n'affleure le socle cristallophyllien qui, sous la forme de cipolins, a été atteint par un sondage sous les grès du cap Rose (Lambert, 1946).

Le golfe de Bône se situe comme la plupart des baies et golfes algériens dans le prolongement d'une plaine littorale basse : la plaine de Bône. Sondages et forages ont montré l'importante épaisseur d'alluvions récentes issues du remaniement de formations anciennes, déposées en milieu marin ou lagunaire, qui forment le soubassement de cette plaine. Ce remplissage est-il contemporain de la transgression flandrienne ou une partie au moins n'est-elle pas plus ancienne ? Dans le premier cas, seule l'hypothèse d'une subsidence importante et récente, voire actuelle, peut expliquer l'épaisseur des dépôts. Or, les travaux de Durozoy (1961) ont mis en évidence l'existence d'un graben orienté NE-SW de Duzerville à Randon où, sous le Quaternaire épais d'une centaine de mètres, seul le Pliocène continental a été décelé et jusqu'à des profondeurs pouvant atteindre plus de 600 m. Si on donne à ce graben la valeur de témoin d'un affaissement quaternaire de la plaine de Bône, on peut penser que le complexe : dépression de Fetzara-plaine de Bône, est le résultat d'une vaste subsidence quaternaire, avec localement des compartiments effondrés. Le rôle morphogénétique de ce bassin quaternaire est identique à celui des dépressions néogènes et plio-quaternaires que nous avons rencontrées jusqu'ici.

Le brusque changement dans la morphologie du glacis continental, à l'Est du cap de Garde : pente très faible, absence de vallées sous-marines, est difficilement explicable. Le glacis est-il un talus d'accumulation détritique dans le prolongement du bassin quaternaire bônois ou n'est-ce pas plutôt un soubassement cristallin qui en est à l'origine ? Il est impossible de trancher dans l'état actuel de nos connaissances.

Du cap Rose au cap Nègre, avec le plateau de La Galite, on aboutit aux confins sous-marins algéro-tunisiens. Tous les caractères habituels du précontinent algérien disparaissent. Il s'agit déjà ici de la vaste plate-forme immergée qui borde la Tunisie avec ses bancs, ses hauts-fonds, ses plateaux et ses larges vallées sous-marines. Le plateau de La Galite, à soubassement probablement cristallophyllien, prolongement oriental du djebel Edough (L. Joleaud, 1936) porte une série d'îles et de hauts-fonds volcaniques orientés NE-SW. Ce plateau, sans doute plus ou moins fortement arasé au cours d'émersions quaternaires, est séparé d'une deuxième ligne de hauteurs, le banc Le Sec, par un chenal aux abords abrupts dont le fond est pratiquement plat. Il est peu probable, eu égard à sa forme, qu'il s'agisse là d'une ancienne vallée uniquement creusée par érosion fluviatile. On peut penser avec J. Bourcart et L. Glangeaud (1954) qu'il correspond plutôt à un fossé d'effondrement dont l'âge, par analogie avec le bassin bônois, pourrait être quaternaire. Ce chenal porte néanmoins les traces d'une vallée sous-marine qui, apparemment, rejoint la vallée de Tabarca. Fait nouveau, l'orientation générale de ces vallées est sensiblement Est-Ouest, tandis que le banc Le Sec — au sommet duquel on a trouvé des débris de roches microgranitiques (cf. chap. III) — qui pourrait bien être un témoin le plus oriental du socle cristallin, forme une ride sous-marine allongée dans la direction ESE-WNW.

La zone prélittorale qui s'étend entre le banc Le Sec et la côte n'est pas sans analogie avec le plateau continental du golfe de Bône. Au rivage, dominé par des falaises du cap Rose à Tabarca, fait suite un talus littoral formé de sables ou d'éboulis de falaises repris par la mer et qui semble recouvrir une série d'affleurements rocheux sous forme de « *platiers* », plateaux, d'entablements : plateau du cap Rose, « *roche de la Calle Cavelle, basse du cap au Camp, chille du cap Roux* », plateau de Tabarca et du cap Nègre. Sur leur nature, nous ne possédons malheureusement rien. On peut seulement supposer qu'il s'agit là, comme pour le plateau du cap Rose, d'une surface entaillée dans les grès numidiens de la Kroumirie (lesquels d'ailleurs forment la côte) recouverte ou non, localement, de

Source : MNHN, Paris

formations quaternaires. C'est d'autre part dans le prolongement des bombements affectant ces formations que l'on observe l'extension maximum des entablements (cap Rose, cap Maxima, Tabarca).

Les falaises sous-marines d'une trentaine de mètres qui limitent au Nord le « *chille du cap Roux* » et le plateau de Tabarca évoquent un relief côtier émergé et on est tenté de voir passer au pied de cette falaise, suivant l'isobathe 90, une ancienne ligne de rivage précédée par une série de brisants (éboulis de falaise : « *roche de la pente des arbres* »). La même interprétation est également applicable au golfe de Bône où le relief du plateau continental est brusquement limité au Nord par une dénivellation de 30 m amenant les fonds de 60 à 70 m à surplomber ceux de 110 m. Ces indices morphologiques sont tout à fait en faveur de l'hypothèse suivant laquelle une régression anté-flandrienne aurait atteint une amplitude de l'ordre de 100 m, par rapport au niveau de référence actuel.

En résumé, l'extrême diversité morphologique de la marge continentale constantinoise rend fort délicate toute interprétation. Néanmoins, nous avons pu dégager quelques caractères fondamentaux qui, dans l'ensemble, sont communs aux régions étudiées :

(1) un arrière-pays élevé, qui a été et est encore soumis à une surélévation, est bordé par une marge continentale étroite et accore;

(2) réciproquement, à un bas-pays fait suite en mer, une marge continentale plus plate et plus étendue.

Les bassins subsidents littoraux ou sublittoraux ont joué un rôle déterminant dans la morpbogenèse des bordures marines et en particulier dans le tracé du littoral. A différenciation géologique (lithologique et tectonique) de l'arrière-pays correspond en définitive la diversité morpbologique du précontinent.

A partir du méridien de Bône, la bordure sous-marine algérienne perd ses caractères propres et annonce la plate-forme sous-marine tunisienne. La transition intervient entre Bône et Tabarca.

Le plateau de La Galite qui a peut-être été taillé dans un socle cristallophyllien plus ou moins coiffé de venues éruptives, prolongement possible du massif de l'Edough, appartient néanmoins, d'un point de vue morphologique, à la marge continentale tunisienne.

CONCLUSIONS

L'analyse détaillée que nous venons de présenter dans les pages qui précèdent met en lumière la *régionalisation* du plateau continental algérien et, dans une certaine mesure, de tout le précontinent. En première approximation, sa configuration dépendrait étroitement de la structure et de la nature des bordures littorales émergées.

La situation de « *zone charnière* » qu'occupe le précontinent algérien en fait un domaine mixte soumis au moins à deux grands groupes de phénomènes qui conditionnent deux aspects majeurs de la morpbologie :

— une diversité en relation avec des phénomènes diastrophiques locaux ou régionaux à l'origine des horsts, de la subsidence des bassins sublittoraux, de la surrection des massifs bordiers...

— une uniformité en liaison avec un phénomène marginal affectant les bordures des bassins méditerranéens : *la flexuration*, qui peut se traduire par une simple déformation souple à grand rayon de courbure ou par une fracturation en réseau faillé.

Le plateau continental apparaît comme une différenciation de la marge continentale et le résultat d'une part, de l'abrasion marine et de l'érosion subaérienne, de l'accumulation de sédiments et d'aplanissements, d'autre part d'une tectonique locale ou régionale.

Nous avons vu que les phénomènes tectoniques caractérisés par l'ampleur des mouvements verticaux, ont affecté de façon déterminante la morphologie du littoral algérien pendant le Plio-

Source : MNHN, Paris

Quaternaire et notamment au début du Quaternaire. On peut donc affirmer qu'en règle générale, les traits généraux de la morphologie actuelle des bordures marines algériennes sont dus essentiellement à un diastrophisme post-pliocène dont l'évolution se poursuivrait encore actuellement. La sismicité de ces bordures en serait une conséquence directe.

Selon A. PERRODON : *« on a mis en évidence ces dernières années les relations unissant le diastrophisme et la sédimentation »*. L'étude de la sédimentation récente et actuelle devrait alors permettre de dégager quelques caractères sédimentologiques en relation avec cette phase diastrophique post-pliocène. Tel sera parmi d'autres, l'un des objectifs principaux des chapitres qui suivent.

N. B. — Postérieurement à la publication des données essentielles de ce chapitre (*), J. M. AUZENDE a soutenu une Thèse de Doctorat de 3e cycle à la Faculté des Sciences de Paris (6 décembre 1969) sur le sujet : « Etude par sismique réflexion de la bordure continentale algéro-tunisienne entre Bougie et Bizerte ».

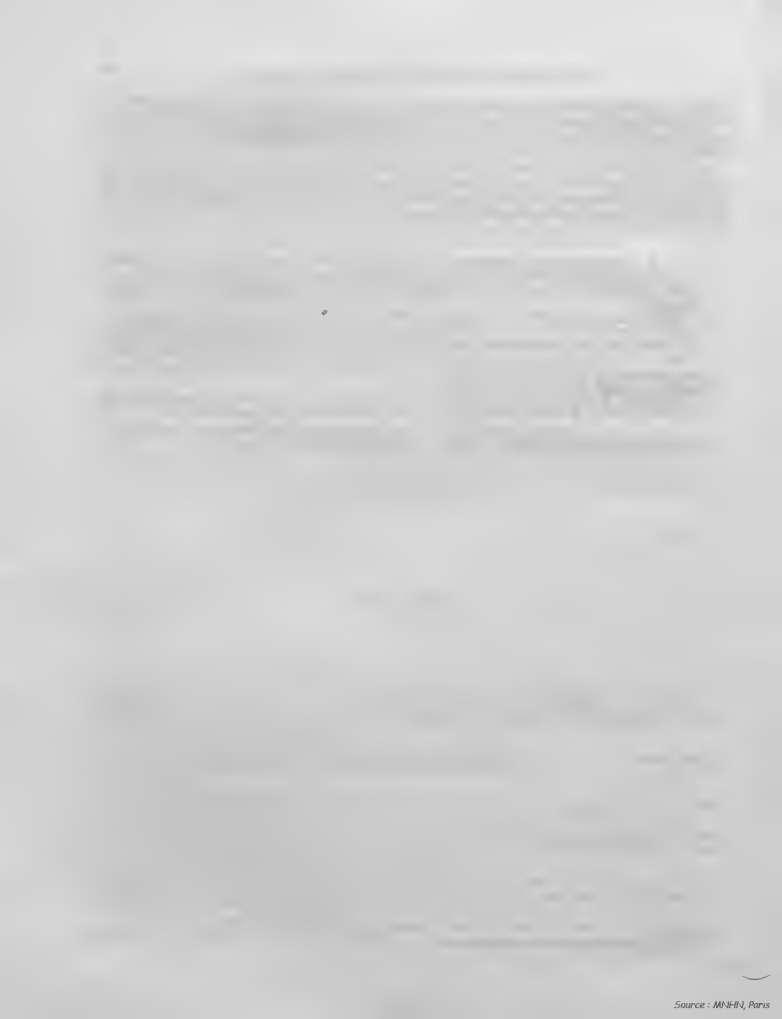
Bon nombre des interprétations de l'auteur, effectuées à partir des enregistrements analogiques de sismique réflexion continue, sont en accord avec les hypothèses formulées dans notre chapitre II. Il apparaît notamment que les formations anmidiennes se retrouvent vraisemblablement en mer, de l'Ouest (cap Carbon) à l'Est (cap de Garde) et que le golfe de Bougie, le baie de Djidjelli, le golfe de Philippeville... sont autant de bassins effondrés, séparés par des vennes intrusives ou des compartiments surélevés : massif de Cavello, massifs de Collo, du cap de Fer...

En outre, il semble bien que les grandes vallées sous-marines qui burinent la pente continentale du golfe de Bougie, de la baie de Djidjelli... aient été creusées dans des sédiments néogènes.

Comme dans les pages qui précèdent, ces caractères structuraux et morphologiques du précontinent constantinois sont mis en relation par l'auteur avec le diastrophisme plio-quaternaire.

(*) Légèrement remanié dans le présent mémoire.

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

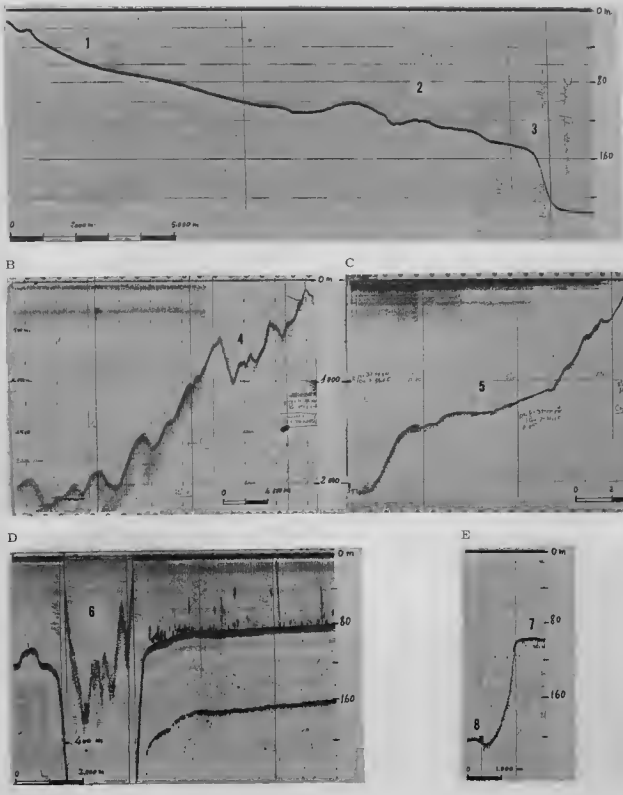


PLANCHE I

Enregistrements analogiques de sondages u. s.

A — Profil bathymétrique méridien du golfe de Nemours.
(1) bordure littorale;
(2) plate-forme continentale;
(3) rebord continental.

B — Abords du cap Ténès. Profil sub-méridien.
(4) coupe d'une vallée sous-marine.

C — Abords du cap Axin. Profil sub-méridien.
(5) thalweg d'une vallée sous-marine.

D — Profil W-E du canyon de Courbet-Marine.
(6) le fond du canyon.

E — Falaise limitant au Snd, le plateau de La Galite.
(7) le plateau;
(8) la vallée de La Galite.

BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR. 58

Source : MNHN, Paris

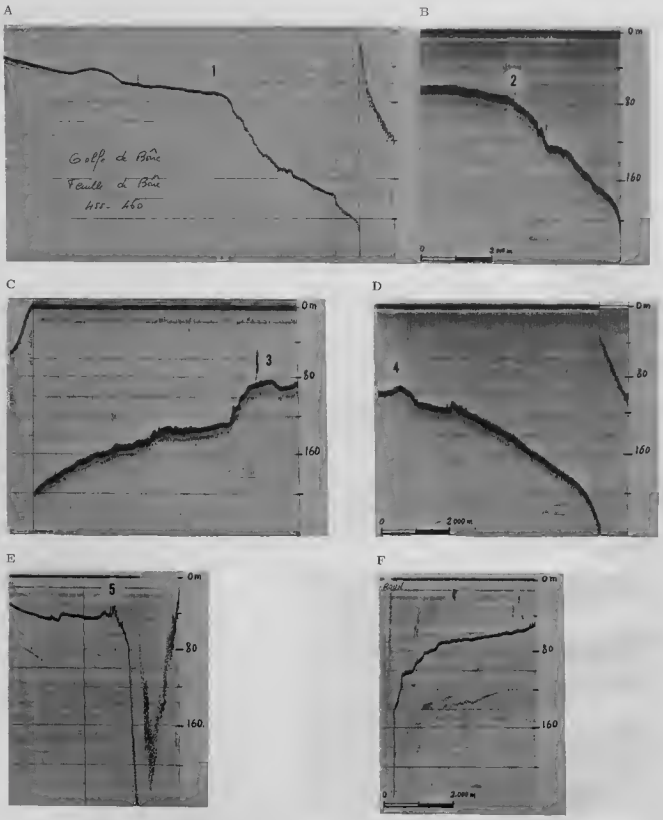


PLANCHE II

Enregistrements analogiques de sondages u. s.

A et B — Profils méridiens du golfe de Bône.
(1) et (2) le rebord continental.

C et D — Profils méridiens du golfe de Bône.
(3) et (4) entablements dominant le fond de 100 à 120 m.

E et F — Abords de la corniche sous-marine du cap Bougarouni.
(5) le rebord continental avec localement fond rocheux à l'affleurement.

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE III

NATURE ET RÉPARTITION DES SÉDIMENTS SUR LE PLATEAU CONTINENTAL ALGÉRIEN

Ce troisième chapitre a été conçu de façon à satisfaire deux exigences complémentaires quant au fond mais contradictoires quant à la forme :

(1) décrire la nature et la répartition des sédiments;

(2) réaliser, pour chacune des 10 cartes sédimentologiques jointes, la notice la plus précise et la plus complète possible.

S'il avait fallu ne traiter que le premièrement, la construction et l'importance de ce chapitre eussent été différents. Le deuxièmement exige en effet d'étudier le plateau continental feuille après feuille suivant un même schéma directeur rigoureux. Or, notre travail n'étant qu'une première reconnaissance, une préparation à d'éventuelles études de détail futures, nous avons cherché à donner le plus succinctement mais aussi le plus complètement possible le maximum d'informations concernant la nature des sédiments même si, apparemment, tout ne semble pas utile aujourd'hui à un essai de synthèse. La réalisation de notices détaillées pouvant être interprétées comme définitives par le lecteur nous a semblé prématurée. En conséquence, allégeant de ce fait ce chapitre de description, nous avons, lorsque ce fut possible, réuni les secteurs du plateau continental, à nombreux caractères communs, en régions qui sont :

— pour le Constantinois : LA RÉGION DE BÔNE - LA GALITE (feuille du plateau de La Galite, feuille du golfe de Bône); LA RÉGION DU GOLFE DE PHILIPPEVILLE (feuille du golfe de Philippeville); LA RÉGION KABYLE (feuille de la baie de Djidjelli, feuille du golfe de Bougie),

— pour l'Algérois : LA RÉGION D'ALGER (feuilles d'Alger Est et Ouest).

— pour l'Oranie : LA RÉGION ORANAISE (feuilles des golfes d'Arzew et d'Oran); LA RÉGION DU GOLFE DE NEMOURS (feuille du golfe de Nemours).

Cependant, au risque de nous répéter, nous avons suivi pour chacune de ces études régionales un schéma directeur commun en quatre points :

(1) *Description et répartition des différents sédiments.*

Dans cette première partie, on applique le système de classification exposé dans le chapitre I en décrivant pour chaque sorte de sédiment les éléments figurés les plus importants qui le constituent, à condition qu'ils soient facilement observables ($\varnothing > 25\,\mu$). Cette description s'accompagne d'une étude de la répartition, plus exactement d'une *« mise en place »* des sédiments, référence étant continuellement faite aux cartes sédimentologiques. Cette partie peut donc, à la rigueur, servir de notice sommaire.

(2) *Nature des constituants majeurs.*

A la présentation générale des différents sédiments fait suite une étude récapitulative et détaillée de la nature des constituants majeurs que sont : le calcaire, la fraction siliceuse, les argiles.

(3) *Aperçu sur quelques constituants mineurs des sédiments pélitiques.*

Afin de compléter la deuxième partie et permettre d'avoir une vue d'ensemble sur la nature et l'évolution éventuelle des sédiments les plus complexes : les sédiments pélitiques, on donne quelques indications sur la matière organique, les sulfures, le fer facilement soluble et les *« complexes ferrugineux »*. Ces constituants, peu importants par leur masse, sont par contre essentiels pour la mise en évidence d'éventuels processus de diagenèse précoce.

(4) *Quelques indices sur la nature du substratum à l'affleurement ou sous-jacent.*

Il nous a semblé utile de consigner, dans une quatrième partie, des informations sur la nature du substratum ou sur des indices que nous avons recueillis au cours de notre échantillonnage. Nous n'avons pas voulu faire œuvre de pétrographe mais seulement attirer l'attention des géologues sur quelques affleurements ou probabilités d'affleurements. Ces indices peuvent au moins contribuer à poser de nouveau le problème de la structure et de la nature du précontinent sinon apporter quelques détails nou-

Source : MNHN, Paris

veaux à cet égard, permettant parfois de mieux interpréter la morphologie et d'avoir localement un ordre de grandeur de l'épaisseur du recouvrement sédimentaire non consolidé.

Dans le chapitre précédent, nous avons tenté de mettre en évidence quelques relations entre la forme du précontinent et particulièrement du plateau continental et de la structure géologique littorale et sub-littorale. Il est apparu que les divers aspects locaux de ce trait morphologique péri-continental qu'est le plateau, se trouvent sous la dépendance de l'histoire géologique plio-quaternaire de l'arrière-pays dont il constitue en définitive le prolongement. Dans ce troisième chapitre, nous aurons l'occasion de constater l'influence réciproque de cette morphologie et de la sédimentation sur la bordure continentale.

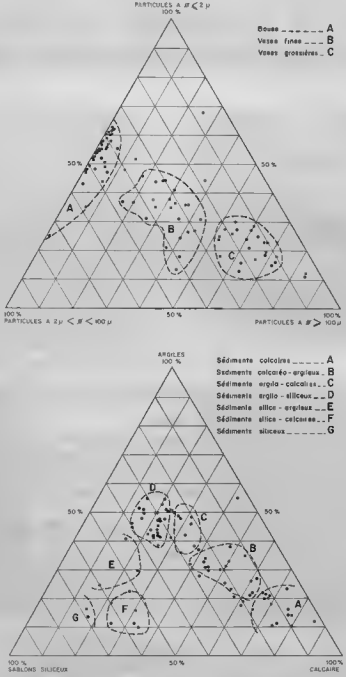


FIG. 11. — Points représentatifs de la granulométrie et de la composition de quelques sédiments pélitiques du golfe de Bône.

Source : MNHN, Paris

A. LES RÉGIONS CONSTANTINOISES DU PLATEAU CONTINENTAL

I — LA RÉGION DU GOLFE DE BÔNE AU PLATEAU DE LA GALITE

Cette région forme l'aile orientale du plateau continental algérien. Nous avons vu (chap. II) qu'elle constitue, sur le plan géomorphologique, une transition entre le précontinent constantinois et la marge tunisienne. Faute de posséder des documents précis concernant la nature des fonds sur le plateau sous-marin tunisien, on ne peut affirmer que cette transition s'accompagne d'une variation des faciés sédimentaires. Cependant, l'étude des sédiments déposés entre la seiche du cap Toukoush et le cap Nègre montre qu'à partir du cap de Garde, la sédimentation se différencie nettement par rapport à l'ensemble de la région sous-marine constantinoise. Un des aspects de cette différenciation est le grand développement des faciés calcaires.

Les sédiments meubles tapissent une superficie importante du plateau continental. La plus grande part des sables et graviers est de nature calcaire. Les graviers siliceux sont l'exception. Par ailleurs, ces derniers se localisent uniquement sur l'avant-plage, au niveau de la bordure sédimentaire littorale alors que les sables et les graviers calcaires recouvrent plus ou moins les « *platiers* » et les hauts-fonds.

Presque tous les sables et sablons siliceux de cette région, en particulier ceux du cap de Garde, méritent l'appellation de sables à gemmes (Ch. Barrois, 1896). Ces sables siliceux constituent un bourrelet littoral d'extension très réduite au pied de la côte occidentale avec quelques plages étriquées bordant le fond d'anses et de criques. Par contre, ils s'étendent largement en bordure de la plaine de Bône où le complexe sablonneux est parfaitement développé avec : avant-plages, plages, dunes récentes et anciennes. En ce qui concerne les sédiments liés, à ciment pélitique, les diagrammes de la figure 11 résument leurs caractères principaux. Du point de vue de la texture, on constate l'existence de trois ensembles formés par des vases grossières, des vases plus fines et des boues. Chacun de ces trois ensembles est bien représenté. Il est à noter l'importante fluctuation de la composition granulométrique des vases surtout si on les compare aux boues. Du point de vue de leur nature, plusieurs sortes de sédiments sont représentés dans la région étudiée, les plus fréquents étant ceux à dominante calcaire et argileuse.

1 — DESCRIPTION ET RÉPARTITION DES DIFFÉRENTS SÉDIMENTS (voir cartes sédimentologiques du golfe de Bône et du plateau de La Galite, nos 1 et II).

a) Les sédiments calcaires.

Les sables et graviers.

Ils sont formés, en général, par plus de 90 % de calcaire et contiennent des éléments dont la dimension peut varier de plusieurs centimètres à une cinquantaine de microns.

Sur le plateau de La Galite, au contact des fonds vifs (affleurements du substratum), il s'agit essentiellement de concrétions algales (Mélobésiées) dont certaines subsphériques sont appelées pralines (L. Dangeard et J. J. Blanc). Il s'y ajoute parfois de grandes coquilles de Pétoncles (5 cm) aux

Source : MNHN, Paris

parois extéricures encroûtées; la conchyoline a disparu de l'intérieur des valves, celles-ci étant par ailleurs sculptées et perforées trés probablement par des Cliones.

Dans les zones en creux du plateau de La Galite, on trouve, mélangée à ces Algues et grosses coquilles, une fraction sableuse de débris calcaires á bords plus ou moins arrondis, á surface luisante et colorée par de l'hydroxyde de fer. On reconnait parfois, dans ce sable calcaire, des débris de Mélobésiées, de Bryozoaires, de coquilles de Lamellibranches, de radioles et de plaques d'Oursins.

Au niveau de la bordure sud du plateau (n° 563), cette fraction sableuse calcaire contient en outre de nombreux grains de quartz ($\varnothing = 500\ \mu$ environ) dont la plupart sont trés anguleux. A proximité d'un des pointements du haut-fond des Charbonniers (n° 101), le sable siliceux est nettement plus abondant tandis qu'un cortége de minéraux accessoires des roches est parfaitement perceptible : grenat, tourmaline, pyroxène, zircon, épidote.

Sur le rebord nord du plateau (n° 103), les concrétions d'Algues, les débris calcaires encroûtés, les fragments de Bryozoaires et de coquilles sont enrobés dans une gangue argileuse. Lá, s'amorce une transition vers des vases calcaires ou calcaréo-argileuses.

Sur le sommet du banc Le Sec, on retrouve un faciés á *« pralines »*, á concrétions de Mélobésiées, lesquelles forment la partie la plus grossière et la plus importante du sédiment. La fraction sableuse est constituée par des débris de calcaire encroûtés, de coquilles (Gastéropodes et Lamellibranches), de débris de plaques et de radioles d'Oursins et de Foraminiféres (Miliolidés). A noter encore la présence de Cœlentérés divers et parmi eux de Coraíl rouge.

Sur le flanc nord-est et est de ce haut-fond, la composition des sables et graviers change : dans la fraction organogène trés grossiére, on ne trouve plus que quelques fragments de calcaire biodétritique encroûtés par des Algues. Le reste du sédiment, nettement dominant, se compose principalement de débris de Bryozoaires et de nombreux Foraminiféres. L'échantillon n° 558 est particulier á cet égard parce qu'il contient un peu d'argile et que les éléments qui le constituent sont de deux sortes :

— une premiére fraction, de *couleur rouille*, s'apparente á un *« sable fauve »* et renferme des débris d'Algues calcaires, d'Oursins imprégnés voire épigénisés par de la gœthite,

— une deuxiéme fraction contient de rares Bryozoaires, de rares coquilles translucides, d'abondants Foraminiféres dont certains sont glauconieux; cette fraction est formée d'éléments frais, évidemment trés récents.

A proximité des *« roches du Petit Stagnon »* les sables calcaires deviennent trés argileux et sont surtout constitués par des Bryozoaires, des débris divers et quelques coquilles de Lamellibranches.

Par contre au niveau de la *« basse du cap au Camp »*, on retrouve, parmi les débris calcaires habituels, un *« sable fauve »* qui domine d'ailleurs nettement. Il est formé par des fragments calcaires manifestement organogénes mais difficilement identifiables á la loupe. Cependant, quelques lames minces suffisent pour s'apercevoir que ces grains calcaires sont en majorité des débris de Mélobésiées. La couleur *« rouille »* trés prononcée de ces éléments est remarquable et souligne le degré important d'épigénisation par l'hydroxyde de fer : les quelques Quinquéloculines présentes en sont elles-mêmes remplies.

Il est trés probable que ce même faciés recouvre aussi le *« chille du Cap Roux »* et une partie au moins du plateau de Tabarca et du cap Nègre. Les indications données par les minutes d'écriture de sondes du Service Hydrographique de la Marine sont semblables et laissent méme supposer la présence de Coraíl.

Sur le plateau du cap Rose, les *« platiers »* de la baie de Bône et le *« chille de Lavarelle, »*, l'essentiel des sables et graviers calcaires est encore constitué par des Algues calcaires et des Bryozoaires. Parfois, l'échantillon prélevé ne montre qu'une accumulation de concrétions de Mélobésiées (n° 482) ; parfois, la quasi-totalité est constituée par des croûtes de *Lithophyllum* en débris ou arrachés au substratum rocheux par la drague (n^{os} 499 - 497 - 503). La fraction sableuse du sédiment, plus fine, trés peu importante, n'est elle-même formée que par les débris *foliacés* de ces mêmes croûtes.

Dans la plupart des autres cas, on note une association d'Algues en concrétions, en croûtes, avec de nombreux débris de Bryozoaires qui parfois dominent dans les régions limitrophes (n° 537 par ex.). Les coquilles de Bivalves et de Gastéropodes, beaucoup moins abondantes, s'y ajoutent cependant un peu partout. Les échantillons n^{os} 479 et 50, où l'on note la présence de nombreuses coquilles de Brachiopodes et de Gastéropodes, sont une exception. Les Cœlentérés sont encore plus rares dans ces sédiments.

Source : MNHN, Paris

Légende

NATURE DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE NON CONSOLIDÉE

SÉDIMENTS CALCAIRES

- Boues calcaires - argileuses
- Vases calcaires
- Vases calcaires - argileuses
- Vases calcaires - siliceuses
- Sables et graviers calcaires
- Sables et sables calcaires - siliceux

SÉDIMENTS SILICEUX

- Boues siliceuses
- Boues silico - argileuses
- Vases siliceuses
- Vases silico - calcaires
- Vases silico - argileuses
- Sables et graviers siliceux
- Sables et sables siliceux

SÉDIMENTS MIXTES

- Boues argilo - calcaires
- Boues argilo - siliceuses
- Vases argilo - calcaires

LOCALISATION DU SUBSTRATUM CONSOLIDÉ

- Zone à affleurements sous-marins de substratum
- Zone à affleurements sous-marins probables ou substratum immédiatement sous-jacent

DIVERS

- Limite supposée des zones à affleurements sous-marins probables
- Limite des différents types de sédiments très probable
- Limite des différents types de sédiments extrapolée
- Isobathes — 100

Source : MNHN, Paris

Le Corail rouge dont l'exploitation a jadis été effectuée par les corailleurs du port de La Calle n'a été décelé que dans quelques prélèvements : nos 70 - 479 - 50 - 510. Il est évident que, pour une étude particulière du corail, il aurait fallu procéder de façon totalement différente quant à la technique de prélèvement. Nous n'avons pas cherché à localiser ses gisements, nous avons seulement noté sa présence lorsque quelques fragments remontaient dans la drague.

Les Foraminifères sont rarement en grand nombre. Ce sont surtout des Miliolidés, des Rotalidés avec des espèces courantes comme *Ammonia beccarii* et *Elphidium crispum*.

Enfin, à côté de « *sables blancs* », on retrouve des « *sables fauves* » localisés au pied de la bordure littorale, de — 50 à — 70 m. La presque-totalité de ces sables est formée par des fragments roulés d'Algues calcaires, de coquilles, de Bryozoaires dont les cassures sont nettement émoussées et la surface souvent luisante, c'est-à-dire parfaitement polie. Dans certains cas, l'imprégnation voire même l'épigénisation de ces débris par de l'hydroxyde de fer (et peut-être même par de l'oxyde) est si intense qu'une épaisse patine est parfaitement visible sur une cassure provoquée. Aux abords de la frange littorale, apparaissent fréquemment dans ces sables de gros quartz sub-sphériques plus ou moins émoussés.

Sur les affleurements du substratum qui constitue la *seiche* d'Aïn Barbar, les sables et les graviers calcaires sont formés, en quasi-totalité par des **Algues calcaires**, les Bryozoaires sont très peu abondants. On constate une distribution identique sur l'extrémité de l'éperon rocheux sous-marin délimitant le bord est de la baie d'Herbillon.

Ce sédiment, au niveau de la seiche du cap Toukoush, forme une auréole dissymétrique entourant les reliefs volcaniques qui affleurent. Il est constitué, là encore pour l'essentiel, de concrétions de Mélobésiées auxquelles s'ajoutent des Bryozoaires et quelques coquilles de Lamellibranches. La plupart de ces éléments de même que les débris de *Lithophyllum* sont encroûtés, enveloppés par une patine qui après traitement du sédiment (lavage et séchage) devient blanche. Les Foraminifères nettement identifiables sont rares.

Les vases calcaires.

Que ce soit sur le plateau de La Galite, sur le banc Le Sec ou dans le golfe de Bône, ces vases qui contiennent de 70 à 90 % de calcaire ont une composition peu différente des sables et graviers. Cependant, leur teneur non négligeable en argile (plus de 10 %) les en différencie. Ces vases sont en général disposées en bordure des sables et graviers, elles tendent même à former des auréoles comme autour du banc Le Sec.

Leur fraction arénitique, de loin dominante, est composée de « *sables blancs* », de « *sables fauves* » ou des deux, **identiques aux sables et graviers déjà décrits.** On y retrouve des débris d'Algues calcaires, de radioles d'Oursins, de coquilles, plus ou moins imprégnés de gœthite. Les Bryozoaires et les coquilles fraîches de Lamellibranches sont fréquemment accompagnés par une abondante population de Foraminifères en majorité benthiques : **Miliolidés** (*Quinqueloculina*), **Textularidés, Rotalidés,** etc., avec quelques **Globigérinidés.** Certains sont assez fréquemment glauconieux ou remplis de gœthite.

Les vases calcaires du flanc nord-est du banc Le Sec sont surtout constituées par des débris de **Gastéropodes** et de **Lamellibranches** avec de **gros Foraminifères** alors que sur le flanc sud et sud-ouest, à proximité des sables et graviers, les **Algues calcaires** sont toujours abondantes.

La fraction aleuritique de ces vases est constituée surtout par des débris de Bryozoaires, des petits Foraminifères, des spicules d'Eponges parmi lesquels les sphaeraster peuvent être abondants. On a remarqué en outre la présence de débris de moules internes glauconieux et des quartz.

Les vases calcaréo-argileuses de La Galite.

Ce sédiment est nettement plus fin que le précédent. Les points figuratifs des vases calcéro-argileuses se situent, pour la plupart des cas, dans le nuage B (vases fines) du diagramme de la figure 11. Ceci est dû au fait que la fraction grossière, arénitique, est beaucoup moins abondante que dans les vases calcaires.

Source : MNHN, Paris

Ce faciès couvre une grande surface de la feuille du plateau de La Galite. Il s'intercale entre le banc Le Sec et les affleurements (plus ou moins masqués par des sables calcaires) de la plateforme continentale, et tapisse une grande partie de la vallée de Tabarca.

Dans cette vallée sous-marine se déposent des sédiments qui contiennent encore quelques débris de Cœlentérés (très rares), de Bryozoaires, de Lamellibranches mais ce sont surtout les Foraminifères qui constituent la principale source de calcaire. Citons quelques genres les plus fréquents : *Globigerina, Globorotalia, Elphidium, Uvigerina, Ammonia, Quinqueloculina*, etc. Un bon nombre d'entre eux sont plus ou moins remplis de limonite ou épigénisés par de la gœthite. On constate en outre que la glauconie en moule interne fait aussi son apparition. Dans l'échantillon n° 547, les moules glauconieux présentent une écorce brune, oxydée qui s'apparente à de la limonite. Notons encore que, parallèlement au développement de cette biocénose à Foraminifères, on constate un net accroissement du nombre des Ostracodes.

Dans le golfe de Bône, au voisinage des vases calcaires ou en bordure des sables et graviers calcaires, les Foraminifères sont toujours abondants dans les vases calcaréo-argileuses, mais dans la fraction arénitique, on retrouve des débris de Mélobésiées, des coquilles de Gastéropodes et de Lamellibranches, des débris de Bryozoaires en quantité importante. Une partie de ces débris est encroûtée. Cette fraction contient en outre, comme les vases calcaires, des éléments épigénisés par de la gœthite, très usés, plus ou moins polis, analogues à ceux qui constituent ce que nous avons appelé *« les sables fauves »*.

Dans la fraction aleuritique des vases calcaréo-argileuses, avec les Foraminifères, une part importante du calcaire se présente fréquemment sous forme d'une *« mouture »*. On y reconnaît des débris de Foraminifères, de Bryozoaires et de radioles d'Oursins fouisseurs.

La silice apparaît sous forme de spicules d'Eponges (triaxone, sphæraster) — qui peuvent être très abondants, — et principalement sous forme de grains de quartz peu abondants, accompagnés de minéraux rares comme des lamelles de micas (biotite, muscovite), des amphiboles et des pyroxènes.

Les vases calcaréo-siliceuses.

Ce sédiment ne couvre qu'une superficie peu importante. Il est localisé en deux sites bien déterminés.

Le premier est une légère dépression délimitée par l'isobathe des 50 *m* à proximité du cap Rose. Le sédiment est constitué, pour sa fraction arénitique (sablo-graveleuse), par des débris calcaires bruns (oxydés), très usés, parmi lesquels on devine cependant des débris de Bryozoaires. Une lame mince montre quelques débris de coquilles et beaucoup de Mélobésiées. Le quartz y est abondant sous forme de grains pour la plupart très arrondis et dépolis, il est accompagné par un cortège de minéraux accessoires : staurotide, tourmaline, grenat, épidote, oxydes de fer paramagnétiques, etc...

Le deuxième, plus au large, est formé dans sa partie orientale par une vase à Bryozoaires assez argileuse contenant du quartz (anguleux) et un cortège de minéraux accessoires identique au précédent. De par sa position entre — 90 et — 110 m, en bordure septentrionale des *« platiers »*, ce sédiment, contenant une fraction minérale terrigène importante, pose le problème de l'origine de cet apport détritique.

Les boues calcaréo-argileuses.

Ces boues sont localisées au pied du bord sud du plateau de La Galite et tapissent aussi la pente au Nord de la vallée de La Galite.

C'est un sédiment fin, de couleur beige, où la totalité de la fraction arénitique (peu importante d'ailleurs) est constitué par des Foraminifères : *Globigerina, Globorotalia, Uvigerina, Bulimina, Bolivina*, etc... On rencontre parfois quelques coquilles de petits Lamellibranches, des radioles d'Echinides fouisseurs, des valves d'Ostracodes. La fraction aleuritique se compose d'une poudre calcaire à petits Foraminifères (formes juvéniles) et débris de formes adultes, contenant de rares grains de quartz et surtout des spicules d'Eponges. Quelques Foraminifères renferment de la glauconie qui localement semble oxydée eu surface et se transformer en gœthite ou limonite.

Ce type de sédiment constitue une exception, car il n'existe nulle part ailleurs sur le plateau continental algérien. Nous verrons que ce fait est un caractère propre à la région, lié à sa situation géographique et à sa morphologie.

En résumé, l'examen, par les moyens d'observations habituels, des éléments constituants tout ou partie des sédiments calcaires, montre que :

1) Les sables et les graviers calcaires sont essentiellement des sédiments (organogènes). On

Source : MNHN, Paris

pourrait même différencier des sédiments phycogénes et des sables à Bryozoaires car il arrive que, localement, l'un des groupes domine nettement D'autre part, la distinction entre « *sables blancs* » et « *sables fauves* » traduit le fait qu'une partie des éléments calcaires est relativement « *fraîche* », proche ou au niveau de son biotope d'origine et en tous cas actuelle ou très récente; ce n'est pas le cas pour les éléments calcaires fortement imprégnés d'hydroxyde de fer et souvent très usés.

Les vases calcaires dérivent des sables et graviers. Elles contiennent plus de Foraminifères. Il s'agit d'un sable argileux, sédiment de transition, vers les vases calcaréo-argileuses. Ces dernières renferment beaucoup plus d'éléments fins. Une part importante du calcaire arénitique est constituée par des Foraminifères. C'est un faciès bien différencié qui, par disparition ou presque de débris de Bryozoaires et de coquilles, passe à un sédiment beaucoup plus fin : les boues calcaréo-argileuses.

2) Il est à noter que la répartition géographique des sédiments calcaires n'est pas quelconque :

— les sables et graviers recouvrent les points hauts : « *bancs, platiers, chille* », etc., au contact du substratum;

— les vases calcaires sont généralement disposées en bordure des zones hautes, formant parfois des *auréoles* (banc Le Sec) alors que les vases calcaréo-argileuses occupent les zones basses ou celles s'inscrivant en creux dans le plateau continental : chenaux entre les « *platiers* », vallée de Tabarca, etc. Dans les zones plus profondes, éloignées du littoral, ouvertes vers le large, se déposent les boues calcaréo-argileuses.

b) Les sédiments siliceux.

Les sables et graviers siliceux.

Ils tapissent une partie de la « *basse du Pain de Sucre* » et forment une bande littorale plus ou moins ininterrompue entre le rivage et la seiche d'Aïn Barbar. Ils sont constitués en moyenne par des quartz en grains anguleux ou légèrement émoussés et d'abondants débris de roches: schistes, gneiss, micaschistes, granite. Associés à ces produits terrigènes, on trouve des débris de tests calcaires très usés et épigénisés par de la goethite.

Les sables et sablons siliceux.

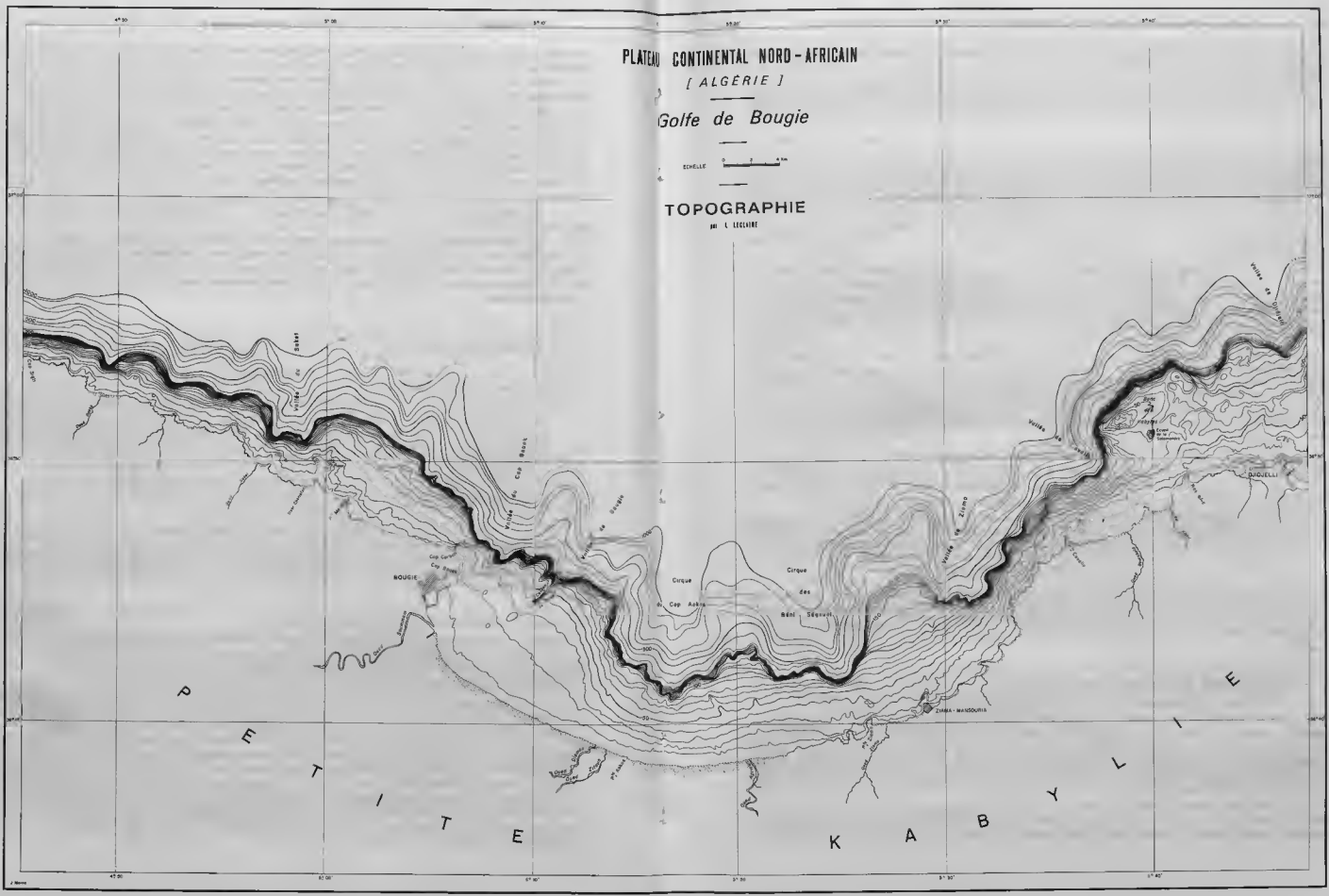
Ce faciès forme l'essentiel des sédiments siliceux de la région du golfe de Bône au plateau de La Galite. Son développement est tel qu'il dessine un véritable ourlet en bordure du golfe de Bône. A la différence des autres sédiments, il appartient aussi bien au domaine émergé qu'au domaine marin propre. Il constitue ainsi une transition par l'intermédiaire, d'un véritable système sablonneux : dune, plage, avant-plage.

La bordure sablonneuse du cap Roux au cap Rose.

Bien que n'ayant aucune information précise concernant les sables qui s'étendent de Tabarca au cap Négre, nous pensons que leur nature doit être très peu différente de celle des sables du cap Rose au cap Roux. En première approximation on considérera donc que la description qui va suivre s'applique à peu de chose près, à l'ensemble du système sablonneux du cap Nègre au cap Rose.

Les dunes et plages à l'Est du cap Rose, en particulier celles qui bordent, au Nord, le lac Melah, sont formées par un sable fin, blanc, très riche en quartz, dont les grains sont bien calibrés et très émoussés. Avec le quartz, on a remarqué aussi la présence de calcaire sous forme de débris, aussi arrondis que les grains de quartz, de couleur brun à brun-rouge (oxyde ou hydroxyde de fer). Ces débris montrent, en lame mince, des structures d'Algues calcaires et plus rarement de coquilles de Lamellibranches. On y rencontre encore assez fréquemment des Foraminifères (comme *Elphidium*), calcifiés et colorés en brun. Parfois, sur le flanc de dunes, fréquemment en haut de l'estran et sur le crêt de plage, on observe des concentrations de minéraux noirs : tourmaline brune, ilménite. Ces concentrations superficielles, visibles à l'œil nu, sont non seulement enrichies en tourmalines mais aussi en staurotide, disthène, épidote, etc. A noter encore qu'il n'est pas rare de trouver des quartz bipyramidés et des grains de glauconie.

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

Du lac Mélah au cap Rose ces dunes, vues du large, forment de grandes falaises blanches, de plusieurs dizaines de mètres de hauteur.

L'avant-plage sablonneuse de cette région (l'essentiel de la bordure littorale) s'étend souvent au delà de l'isobathe des 50 mètres. L'aspect du sable qui la compose est identique à celui des dunes et des plages de l'arrière-pays. Il peut être localement plus grossier et de couleur plus foncée (roux).

Les sables de la Baie de Bône.

A l'Ouest du cap Rose, sur une quinzaine de kilomètres environ, le littoral de la baie de Bône est entaillé dans des formations fossiles : les dunes anciennes et grès dunaires. Ces dunes sont parfois constituées par un sable rouge dont les grains, de dimension moyenne, sont presque tous plus ou moins recouverts d'une patine ferrugineuse. Les minéraux accessoires y sont très rares, ce sont surtout des tourmalines, des grenats et ilménites. Il est à noter que ce sable, mis à part l'oxyde de fer qu'il contient, peut être considéré comme purement siliceux car on n'y observe aucun débris calcaire, pas de Foraminifères autres que des formes silicifiées, pas même de glauconie ni de goethite.

Hormis les sables rouges des dunes anciennes, les sables de plage et les dunes récentes, du cap Rose jusqu'à proximité de l'embouchure de l'oued Krélidj, sont blancs ou roux, toujours très quartzeux, et contiennent en outre des débris calcaires (Mélobésiées), des Foraminifères calcifiés, glauconieux, et de rares rhomboèdres de calcite. Dans les sables roux, de nombreux grains de quartz montrent un reliquat de patine d'oxyde de fer qui persiste sous forme d'une fine pigmentation rouge ou en remplissage de micro-fissures.

Au niveau de l'embouchure de l'oued Mafrag, la texture des sables commence à se modifier. Les grains deviennent manifestement plus anisométriques. Les quartz sont plus anguleux, la teneur en calcaire augmente : débris d'Algues, Foraminifères (beaucoup sont glauconieux). Au niveau de l'oued Krélidj et jusqu'à l'embouchure de la Seybouse, les sables de plage sont gris, enrichis en magnétite et ilménite. Les quartz bipyramidés sont fréquents. La teneur en calcaire peut atteindre 30 % de l'échantillon total. Cette variation est nette au niveau de la plage alors que les dunes récentes semblent rester identiques du cap Rose à l'oued Seybouse.

Au niveau de l'avant-plage, cette variation s'effectue sensiblement au droit de l'oued Mafrag et semble beaucoup plus nette. Les sables sont gris à gris-noir et beaucoup plus fins. Ils contiennent du quartz en grains très anguleux, des lamelles de biotite et un grand nombre de Foraminifères calcifiés, glauconieux et pyriteux.

A proximité de l'oued Krélidj, derrière le bourrelet dunaire, nous avons recueilli dans une tranchée des Ponts et Chaussées un sable dont les caractères sont particuliers. Il apparaît à environ trois mètres sous la surface de la plaine de Bône. C'est un sable gris dans lequel le quartz est très anguleux avec quelques grains dépolis et arrondis. Il contient un mélange de pyrite et de glauconie en grains libres ou en remplissage de Foraminifères. Les quartz automorphes ne sont pas rares.

Un gisement de sable sous-marin (n° 498) a été localisé au large, **vers 70 m de profondeur**, entre deux « *platiers* ». Sa composition est pratiquement identique à celle des sables des dunes récentes de la baie de Bône et des plages des abords du cap Rose. C'est un sable roux très quartzeux, à grains peu anguleux contenant de la glauconie en grain libre (moule interne) et quelques fragments de coquilles.

Les sables des plages du cap de Garde.

Ces sables sont de deux sortes :

1) Aux abords de la ville de Bône (par ex. : nos 29 et 30), côté sud, ils sont peu différents de ceux déjà décrits avec toutefois une quantité de grenat plus importante. Au Nord, les sables sont blancs à gris, constitués par du quartz natif (xénomorphe), de la muscovite et de débris de roches métamorphiques. Les tourmalines y sont abondantes de même que, à un degré moindre, la staurotide et le grenat rose. On observe d'ailleurs, sur l'estran, des concentrations locales de ces minéraux auxquels s'ajoute alors le disthène.

2) Au fond des petites criques qui échancrent le cap de Garde (près de sa pointe, nos 12 à 17), la frange sablonneuse a une nature très exceptionnelle, elle est constituée par une **accumulation de gemmes : grenats roses et rouges, staurotide, andalousite, tourmaline, etc.**, le quartz est très peu

Source : MNHN, Paris

abondant. Il arrive même que les cornes des plages ne soient formées que par ces minéraux. Il s'agit là de véritables sables à gemmes au sens où l'entendait Ch. Barrois (1896) pour ceux de l'île de Groix. Il va sans dire que leur teinte est aussi très particulière, le plus souvent très sombre, noire ou rouge-violacé, très foncée. L'avant-plage de ce secteur est considérablement réduite et le système sablonneux émergé passe pratiquement sans transition à la *vasière* de la baie de Bône.

Les sables de la côte ouest du golfe de Bône.

On retrouve des sables à gemmes dans le coin Est de la plage de Sidi Begra, au pied des schistes grenatifères. Par contre, les dunes de cette plage de même qu'une grande partie de l'estran sont constituées par un sable blanc très quartzeux à grenat et muscovite. On y observe des débris très usés d'Algues calcaires plus ou moins épigénisées par de l'hydroxyde de fer.

Au delà et jusqu'au cap Toukousb, les plages disparaissent pratiquement et sont remplacées par des grèves à galets et gros gravier. Cependant, une bordure littorale sous-marine persiste localement dans le fond des anses et des criques. Elle est en général formée par des sables et sablons très fins à quartz anguleux, débris de roches roulés, de calcaire organogène avec des lamelles de biotite, des cristaux de bornblende verte et des grains d'épidote.

Le fond de la baie d'Herbillon est tapissé par un sable gris de composition presque identique, à biotite et quartz anguleux. A l'Est du cap Toukoush apparaissent des sables grossiers à caractères très différents de tous ceux déjà décrits. Ils sont aussi présents dans la baie de Sidi Akkéché et appartiennent plutôt au domaine du cap de Fer dont nous plaçons l'étude dans la région de Philippeville.

Les vases siliceuses et silico-calcaires.

Les vases siliceuses ne couvrent qu'une très faible superficie; elles sont localisées en deux endroits particuliers : (1) à l'entrée de la baie d'Herbillon; (2) au large de La Calle.

A Herbillon, il s'agit du mélange des sables et sablons siliceux du fond de la baie avec plus de 10 % d'argile. C'est une transition.

Au large de La Calle c'est un sédiment beaucoup plus grossier où la fraction arénitique domine largement. Elle se compose de quarts en gros grains, de débris de roches cristallophylliennes (gneiss et micaschistes), de grès, de débris de coquilles de Lamellibranches et de Bryozoaires. On y rencontre aussi quelques gros Foraminifères : *Pyrgo, Quinqueloculina, Ammonia beccarii.*

Les vases silico-calcaires forment deux placages d'importance non négligeable dans la baie de Bône. L'un se situe au contact ou à proximité de la frange littorale sablonneuse. On y trouve d'ailleurs les mêmes éléments arénitiques. Le quartz y est toutefois plus fin et plus anguleux et les minéraux comme les grenats, tourmalines, épidote et micas sont moins abondants. A ceci s'ajoutent de gros Foraminifères littoraux (d'herbiers en général) comme *Ammonia beccarii* et *Elphidium crispum*, des coquilles de Lamellibranches et de Gastéropodes (Dentale parfois abondant).

L'autre placage se situe beaucoup plus au large, dans une zone en creux du plateau continental, entre des « *platiers* » recouverts de sables et graviers calcaires (fond de — 60 à — 90 m). Sa composition est identique au précédent à cela près que des Foraminifères planctoniques comme les Globigérinidés et les spicules d'Eponges sont beaucoup plus abondants.

Les boues silico-argileuses.

Ce sédiment est en définitive assez peu différent des boues argilo-siliceuses; leur distinction porte souvent sur quelques % en plus de sablons siliceux ou d'argiles déterminés par l'analyse. La fraction aleuritique très peu importante est constituée par des fragments de quartz, des débris de roches, des spicules d'Eponges. Le calcaire de cette fraction, rare, est sous la forme de débris de Bryozoaires et de quelques Foraminifères. Au large de la baie d'Herbillon, ce sédiment renferme en abondance des fibres végétales ronies (de Zostères très probablement).

En résumé, dans la région de Bône-La Galite, les sédiments siliceux sont principalement représentés par des sables et sablons formant un complexe meuble de bordure. Les autres types de dépôts font figure, dans l'ensemble, de cas particuliers ou forment transition entre des faciès principaux.

Source : MNHN, Paris

c) Les sédiments argileux.

Ces sédiments sont tous très fins et constituent une grande partie des boues de la région étudiée. Comme le montre le diagramme de la figure 11 (haut), ils sont très souvent dépourvus ou presque de fraction arénitique. Près de 50 % des échantillons sont des pélites. Il est alors évident qu'avec les moyens classiques d'investigation comme la loupe et le microscope on ne peut examiner qu'une faible partie intéressante certes, mais non représentative du dépôt dans sa totalité. Nous nous bornons donc ici à décrire sommairement ce que nous avons observé comme éléments dominants dans la fraction arénitique (lorsqu'elle existe) et aleuritique, nous réservant l'étude plus spéciale de la fraction pélitique dans le paragraphe « *Constitution des phases minérales majeures* ».

Les boues argilo-calcaires.

Elles couvrent une grande superficie de la feuille du plateau de La Galite. C'est un sédiment de couleur beige, très argileux. La composition de sa fraction arénitique est simple, elle est formée presque uniquement de Foraminifères : Globigérinidés (*Globorotalia inflata* - *G. truncatulinoïdes*, *Globigerina bulloïdes* et *eggeri*, *Orbulina universa*, etc., des Rotalidés, Lagénidés, Textularidés, etc., dont l'association est variable suivant la profondeur et le lieu. On note aussi la présence de quelques Ostracodes, de radioles d'Oursins fouisseurs et plus rarement (vallée de La Galite), de Ptéropodes. Une partie de la fraction aleuritique (25 - 100 microns) contient des débris et des formes juvéniles de Foraminifères, des spicules d'Eponges et quelques rares minéraux (quartz-biotite). Enfin, la glauconie et la gœthite existent en remplissage de Foraminifères.

Les boues argilo-siliceuses.

Elles recouvrent trois aires distinctes :
— la vasière de la baie de Bône,
— la vasière du « Grand Pays »,
— une bonne partie du rebord et de la pente continentale.

Dans la vasière de la baie de Bône, il s'agit de boues grises que l'on pourrait qualifier de sablonneuses car la presque-totalité des fractions arénitique et aleuritique, mis à part quelques Foraminifères (*Ammonia beccarii* par ex.) et Ostracodes, est formée de minéraux : petits quartz anguleux, grenat, tourmaline, staurotide, andalousite. A ce cortège s'ajoute, dans le Sud de la vasière, de la pyrite « *hépatique* », de l'hématite et beaucoup de micas biotite et muscovite. On y trouve encore des grains de glauconie et d'assez nombreux petits Foraminifères calcifiés ou silicifiés avec divers débris végétaux.

Dans la vasière du Grand Pays, le cortège des minéraux énumérés ci-dessus s'est considérablement amoindri. Le quartz est abondant de même que les Foraminifères planctoniques (Globigérinidés). On trouve encore des quantités non négligeables d'Ostracodes et de radioles d'Echinides fouisseurs. Les spicules d'Eponges (triaxone, tétraxone, monaxone, sphæraster) sont nombreux.

Au niveau du rebord de la pente continentale, les boues argilo-siliceuses s'enrichissent en Foraminifères : leur fraction aleuritique est composée de petits quartz, de spicules d'Eponges et de débris calcaires. Vers — 300 m (n° 491-492), les Ptéropodes font leur apparition. Enfin la glauconie et la gœthite sont présentes en très faible quantité.

En résumé, les sédiments argileux, dont les propriétés physiques sont déterminées par les minéraux des argiles, se différencient en deux faciès principaux en fonction des teneurs en calcaire et en sablons siliceux. Il est à noter que ces sédiments très fins ne sont pas localisés dans les parties les plus profondes (et le plus éloignées du rivage) du plateau continental, mais peuvent être, comme dans la vasière de la baie de Bône, directement en contact avec des sédiments totalement différents : les sables et les sablons de la frange littorale. Ce sont essentiellement des sédiments détritiques terrigènes.

Source : MNHN, Paris

La description des éléments figurés de la fraction sablo-aleuritique, bien que sommaire, permet néanmoins de présenter les différentes variétés des trois grands groupes de sédiments : calcaires, siliceux, argileux.

Dans la plupart des cas (sauf pour les sables et vases calcaires), cette description ne concerne qu'une partie parfois très réduite de l'échantillon total. Il manque notamment des informations sur la nature du ciment argileux, sur une bonne partie de la fraction aleuro-pélitique. Par ailleurs, on a pu se rendre compte que les constituants majeurs : calcaire, argiles et fraction siliceuse sont présents en plus ou moins grande quantité dans tous les types de sédiments. Il nous est donc apparu comme souhaitable de reprendre l'étude plus détaillée de la nature de tous les constituants essentiels des différents sédiments, majeurs et mineurs (matière organique, néogenèse, etc.) afin d'en saisir les aspects particuliers propres à chaque faciès. C'est l'objet du paragraphe qui suit.

2 — CONSTITUTION DES PHASES MINÉRALES MAJEURES.

Le calcaire, la silice et la fraction siliceuse, les argiles.

a) Le CALCAIRE.

Ce constituant majeur des sédiments est présent, en quantité notable, dans tous les types de dépôts de la région de Bône - La Galite sauf peut-être dans les dunes rouges anciennes. Il forme la quasi-totalité des sables et graviers et dans les boues et vases ne représente jamais moins de 10 % de l'échantillon total (fig. 11).

Dans les sables et graviers et vases calcaires (*).

Nous avons vu précédemment que le calcaire, dans ces sédiments, se présente sous forme de squelettes, de tests construits par des Algues ou des Invertébrés marins. A titre d'exemple, on donne ci-dessous, la contribution de chaque groupe principal (établie par J. P. Caulet, 1970) à l'édification de deux types de sables et graviers calcaires présents le plus fréquemment dans ces régions :

Sables à Bryozoaires (n° 484)		Sables à Algues (n° 499)	
– Algues calcaires	31 %	– Algues calcaires	60 %
– Bryozoaires	37 %	– Bryozoaires	4 %
– Lamellibranches	1 %	– Lamellibranches	+
– Gastéropodes	1 %	– Gastéropodes	1 %
– Echinodermes	+	– Echinodermes	+
– Foraminifères	+	– Foraminifères	+
– Divers (bioclastiques)	20 %	– Brachiopodes	4 %
		– Divers	30 %

Parmi les Foraminifères rencontrés couramment dans ces sables, citons les genres : *Ammonia beccarii, Elphidium crispum, Pyrgo, Quinqueloculina, Triloculina, Textularia,* etc.

(*) Nous ne nous attardons pas sur ce problème qui constitue, pour l'ensemble du plateau continental algérien l'essentiel du travail de Thèse de J. P. Caulet. Nous renvoyons donc à son ouvrage pour plus de détails sur ce sujet. Nous nous bornons ici à reprendre quelques-unes de ses données chiffrées en y ajoutant quelques remarques.

Source : MNHN, Paris

Les sables blancs et les sables fauves.

A l'analyse fine, les « *sables blancs* » révèlent deux origines possibles. La première serait l'accumulation sur place de coquilles et de tests divers. C'est alors un sédiment frais actuel ou subactuel qui résulte en général du développement d'une biocénose de fonds « *vifs* ». C'est donc un sédiment purement biogène. Il est rare à l'état pur. La deuxième origine peut être l'encroûtement, par l'Algue *Lithophyllum*, de débris de coquilles et de tests plus anciens. Les particules sablo-graveleuses revêtent alors un aspect empâté et sont de couleur blanche après préparation de l'échantillon (ex. sur la seiche de Toukoush). Le plus souvent ces deux variétés de sables et graviers sont intimement mêlées, à la suite d'un remaniement de toute façon très local.

> Cependant un débris quelconque, bien encroûté, du deuxième type de sédiment ne peut être considéré comme l'équivalent d'une coquille fraîche; seule la croûte d'Algue calcaire l'est car formée très probablement dans le même temps et le même milieu. Le débris lui-même, sans sa croûte, est probablement plus ancien bien qu'ayant pu se former dans le même milieu.

Les « *sables fauves* » et les particules sablo-graveleuses « *fauves* » ne semblent pas rigoureusement comparables aux « *sables blancs* ». Bien que constitués pour l'essentiel, d'éléments de même nature en particulier des débris d'Algues calcaires, ceux-ci sont fortement imprégnés d'oxyde ou d'hydroxyde de fer. A la limite, l'épigénisation a pu être totale. Ce phénomène plutôt subaérien ne peut se produire actuellement — ou n'a pu exister dans un passé récent — au sein de l'environnement que nous connaissons. Ces sables ont été certainement remaniés et sont, en quelque sorte, des « *reliques* ».

Le calcaire dans les boues et vases (sauf vases calcaires).

Le diagramme de la figure 11 montre que les teneurs les plus fréquentes, comprises entre 20 et 30 % sont en moyenne celles des boues argilo-siliceuses.

Le calcaire arénitique dans les boues et vases autres que les vases calcaires et calcaréo-siliceuses est de même, biogène. Mais il est constitué essentiellement par des Foraminifères parmi lesquels nous avons noté les genres les plus fréquents :

Globigerina	*Uvigerina*
Globorotalia	*Textularia*
Globigerinoïdes	*Bulimina*
	Bolivina
	Cibicides
	Robulus, etc.

Dans les vases calcaréo-argileuses s'y ajoutent encore des débris de Bryozoaires et des coquilles de Mollusques. Les Ostracodes sont assez abondants. Les Ptéropodes font leur apparition dès le début de la pente continentale.

Le calcaire aleuritique de ces sédiments est formé par trois ensembles de particules :
— les formes juvéniles de Foraminifères,
— les débris de Foraminifères adultes, d'Ostracodes et parfois de Bryozoaires,
— les Coccolithes.

> Notons que s'il est possible de séparer les Coccolithes (de 2 à 15 μ) des Foraminifères (formes juvéniles de 30 à 100 μ) par granulométrie, il est par contre impossible d'extraire les uns comme les autres des débris divers dont la forme, la taille, la masse sont très variables.

Enfin le calcaire pélitique revêt une grande importance dans les boues car il peut former 50 % et plus du $CaCO_3$ total. Nous aurons l'occasion de revenir sur le problème de son origine.

Le diagramme de la figure 12 représente la répartition relative de ces trois ensembles de particules calcaires à ceci près que la fraction aleuritique fine (2 à 25 μ), vu son importance, a été considérée seule alors que la fraction aleuritique grossière a été ajoutée à la fraction arénitique pour former le pôle C du diagramme.

On constate que le calcaire des sédiments calcaires de la région est essentiellement arénitique alors que celui des sédiments argileux est au contraire aleuro-pélitique. Ceci rejoint les observations précédentes.

Source : MNHN, Paris

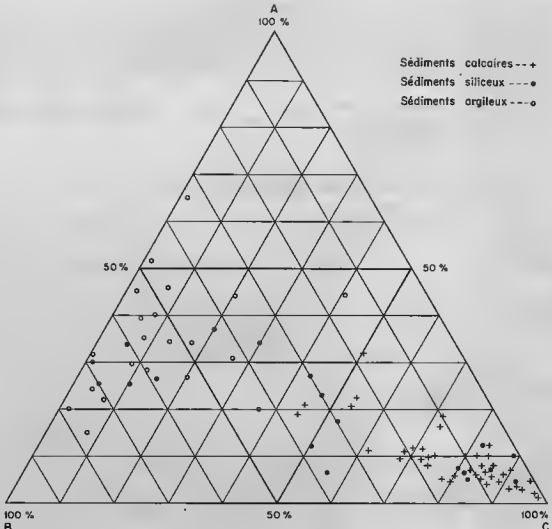


FIG. 12. — Points représentatifs de la distribution granulométrique du calcaire de quelques sédiments pélitiques du golfe de Bône et de ses abords.
A = fraction pélitique du sédiment; B = fraction aleuritique fine ($2\,\mu < \varnothing < 25\,\mu$); C = fraction aleuritique grossière et fraction arénitique ($\varnothing \geqslant 25\,\mu$).

Afin de préciser davantage la nature du calcaire dans les faciès les plus importants de cette région — hormis les sables et vases calcaires — en tenant compte des analyses chimiques et des observations quantitatives, nous avons estimé les proportions relatives des principaux ensembles naturels. Les résultats font l'objet du tableau ci-dessous.

Le calcaire dans les sables et les sablons siliceux.

Aucun sédiment récent ou actuel n'est totalement dépourvu de calcaire pas même les sables et les sablons siliceux. Certains en contiennent jusqu'à 30 %. Cependant, une partie du calcaire de ces sables n'est pas comparable quant à son origine à celui des autres sédiments (sauf les « sables fauves »). En effet, on distingue :

(1) le calcaire qui résulte d'un broyage, au niveau du déferlement, des coquilles de Mollusques dont le sédiment constitue l'habitat. C'est une mouture dans laquelle on trouve aussi bien des coquilles presque entières que des grains très fins non identifiables sans lames minces. Aux débris de Mollusques se joignent d'ailleurs des fragments d'Algues et de radioles d'Oursins;

(2) un ensemble de débris d'Algues (*Lithothamnium* entre autres), de radioles d'Oursins et de Foraminifères calcifiés. Les Algues calcaires sont en grains usés, à surface souvent luisante, fortement impré-

Source : MNHN, Paris

gnés d'oxyde ou d'hydroxyde de fer. Les Foraminifères sont représentés souvent par des espèces planctoniques (Globigérinidés) sans doute anciennes et d'autres sûrement fossiles (*Globotruncana*). Ils sont parfois totalement calcifiés (la calcite secondaire étant en général imprégnée de fer) ou partiellement calcifiés avec remplissage de glauconie et de gœthite. Il s'agit donc là d'un calcaire fossile, incorporé aux dunes et plages récentes de la bordure littorale à la suite de remaniements importants. Nous verrons plus loin que ce calcaire existe aussi en abondance dans les grès de plage tyrrhéniens et les dunes anciennes non rubéfiées.

A côté de ces deux sortes de calcaire, toutes deux en définitive étant d'origine organique, on trouve aussi, en bien moins grande quantité, de la calcite minérale, en rhomboèdres, de la dolomie, de la ferrocalcite et, accessoirement, de la sidérose.

Tableau 4

Composition du calcaire dans quelques sédiments pélitiques de la Région de Bône-La Galite.

Teneurs en calcaire (calcimétrie)	Vase calcaréo-argileuse vallée de Tabarca n° 96	Boue calcaréo-argileuse Vallée de La Galite n° 561	Boue argilo-siliceuse Rebord n° 455	Boue argilo-siliceuse Vasière n° 466
Total	52,7 %	45,4 %	25 %	24 %
Arénitique	73	50,4	4,3	5,5
Aleuritique fin	16,7	31	51,5	47,5
Pélitique	10,3	18,6	45,2	45,2
Teneurs en organismes (estimation)				
Mollusques	10 %	5 %	–	–
Foraminifères	50	40	4	< 1
Coccolithes	10	25	30	1
Débris divers	(à Bryozoaires) 20	10	26	≃ 50
Calcaire microgranulaire	10	20	40	50

b) La silice et la fraction siliceuse.

Composition minéralogique.

L'étude de cette fraction se subdivise en deux parties, l'une consacrée à l'analyse détaillée de la texture et de la nature des sables et sablons siliceux, l'autre traitant avec moins de détails de la nature de cette fraction dans les boues et vases.

Les tableaux 5, 6, 7, 8 donnent des exemples de la composition minéralogique des sables situés :

— à l'Est du cap Rose (P. 65),
— à l'Ouest (P. 45),
— de l'oued Krelidj à l'oued Seybouse (P. 33),
— au pied du cap de Garde (P. 9).

Cette composition varie peu en moyenne à l'intérieur de ces quatre secteurs. On constate que la silice sous forme de quartz est très largement dominante (sauf pour les sables à gemmes). Ce minéral peut former jusqu'à 80 % des sables. Il se présente presque toujours en grains manifestement issus de minéraux xénomorphes dans la roche mère. Les quartz automorphes, prismés à extrémités bipyramidées, sans être totalement absents, sont très rares.

Source : MNHN, Paris

TABLEAU 5

Composition moyenne des sables et sablons siliceux du littoral du cap Rose au cap Nègre.
(ex. : n° P. 65)
(estimation de l'importance pondérale relative des espèces minérales).

Constituants majeurs (> 95 %)	Dominants		Secondaires
	Quartz (> 70 %)		Calcaire organogène Débris de tests – de radioles d'Oursins.
Constituants mineurs (< 5 %)	Fréquents	Peu fréquents	Rares
	(25 à 50 %) Staurotide (5 à 25 %) Oxydes de fer paramagnétiques Tourmaline Epidote	(1 à 5 %) Ilménite Disthène Grenat Sillimanite Andalousite (≃ 1 %) Magnétite Rutile Zircon Sphène Apatite	(< 1 %) Ferrocalcite et Dolomie Pyroxènes monocliniques Amphiboles monocliniques Glauconie Leucoxène Biotite Spinelle

Le calcaire, dans ces sables siliceux, est en quasi-totalité d'origine organique. Il se place en général au rang des constituants majeurs secondaires.

Le cortège des minéraux lourds ne représente que 0,5 à 3 % du sable total. Exceptionnellement, il atteint 97 % dans certains gisements des sables à gemmes du cap de Garde. Les minéraux lourds constituent en général l'essentiel de ce que nous avons appelé les constituants mineurs des sables. Notons que leur teneur, déterminée à l'aide du bromoforme, nous est apparue très variable, dans les limites indiquées ci-dessus, en fonction du lieu et même en fonction de la nature des minéraux les plus fréquents.

Ces constituants mineurs sont dominés par la famille des silicates de métamorphisme laquelle caractérise en fait tous les sables de cette région (au moins à l'Est du cap de Garde). Dans cette famille, le groupe le mieux représenté est celui des silicates d'alumine avec, par ordre de fréquence : la staurotide, le disthène, l'andalousite et la sillimanite. Viennent ensuite l'épidote et le groupe des grenats (almandin essentiellement).

Les oxydes, en général très ubiquistes, sont ici particulièrement abondants. Ce sont, principalement, les oxydes et hydroxydes de fer paramagnétiques : gœtbite, l'hématite typique restant très rare. Comme autres représentants de ce groupe, on trouve la magnétite et autres spinelles, l'ilménite.

Une autre famille de minéraux très ubiquistes : les silicates accessoires des roches, est surtout représentée ici par la tourmaline, aussi abondante que le grenat et l'épidote. Le zircon et le sphène sont peut fréquents alors que la topaze est très rare, sinon accidentelle. La présence des silicates essentiels des roches comme les pyroxènes monocliniques (diopside-augite), les ampbiboles monocliniques (hornblende), la biotite, est accidentelle. Il en est de même pour le leucoxène, la barytine, alors que l'apatite est nettement plus abondante.

Notons encore que des traces de cbromite ont été détectées dans les sables de la plage, à l'Ouest du cap Rose, de même que des indices de scheelite dans ceux du cap de Garde où, en outre, la présence de cassitérite a été mise en évidence.

Source : MNHN, Paris

TABLEAU 6

Composition moyenne des sables et sablons siliceux du littoral entre l'oued Mafrag et le cap Rose.
(ex. : n° P. 45)
(estimation de l'importance pondérale relative des espèces minérales).

Constituants majeurs (> 90 %)	Dominants		Secondaires
	Quartz (entre 50 et 75 %)		Calcaire organogène Débris de tests – Foraminifères calcifiés Carbonates lourds.
Constituants mineurs. (< à 10 %)	Fréquents	Peu fréquents	Rares
	(25 à 50 %) Staurotide (5 à 25 %) Tourmaline Epidote Grenat Disthène Oxydes de fer paramagnétiques Glauconie	(1 à 5 %) Andalousite Sillimanite Ilménite (≃ 1 %) Zircon Rutile Magnétite Sphène Apatite	(< 1 %) Pyroxènes monocliniques Amphiboles monocliniques Leucoxène Biotite Topaze

TABLEAU 7

Composition moyenne des sables et sablons siliceux de plage entre l'oued Mafrag et l'oued Seybouse.
(ex. : P. 33)

Constituants majeurs (> 99 %)	Dominants		Secondaires
	Quartz (40 à 60 %)		Calcaire organogène Foram. glauconieux ou limonitiques. Oxydes de fer paramagnétiques et silicates altérés.
Constituants mineurs	Fréquents	Peu fréquents	Rares
	Ilménite Staurotide Tourmaline Grenat Disthène Magnétite.	Epidote Sillimanite Andalousite Zircon Rutile Sphène Apatite Pyrite Pyroxènes monocliniques	Barytine Spinelles Leucoxène

Source : MNHN, Paris

Bien que tous les sables de cette région soient caractérisés par l'association : staurotide-tourmaline-épidote-grenat-disthène, on peut cependant observer quelques différences entre plusieurs secteurs.

Ainsi, les secteurs Est et Ouest du cap Rose sont semblables quoique dans le dernier, la glauconie en gros grains soit beaucoup plus abondante. Par contre le secteur « Mafrag-Seybouse » s'en différencie nettement : — par la quantité d'oxydes et d'hydroxydes de fer qui deviennent des constituants majeurs, — par la présence de beaux pyroxènes verts à vert-olive, plus ou moins prismatiques (diopside-augite) et par l'existence de pyrite dont une partie est hépatique. Le quatrième secteur, celui du cap de Garde est très exceptionnel puisque les constituants majeurs des sables sont le grenat, l'épidote et la staurotide.

En outre, les dunes rouges anciennes sont comparativement très pauvres en minéraux autres que le quartz : moins de 0,5 %. La tourmaline y est le seul minéral accessoire notable.

D'une façon générale, tous les minéraux nommés ci-avant se présentent sous leur forme habituelle. Cependant, il nous a semblé utile de préciser quelques caractères particuliers à certaines espèces.

Le grenat est le plus souvent rose (variété almandin), rarement incolore, mais parfois brun-rouge à rouge (pyrope ?). Il contient beaucoup d'inclusions noires (sans doute charbonneuses). Dans les sables, il n'en existe qu'en fragments de cristaux.

La staurotide est de couleur brun-rouge à jaune-paille, en fragments de cristaux mouchetés d'inclusions noires.

Le disthène a deux aspects principaux : — en prismes très aplatis et allongés (en général usés), riches en inclusions noires à tel point que le minéral en devient gris et presque opaque, — en prismes limpides et pratiquement incolores.

L'andalousite est de couleur rose à rose orangé ou incolore. Beaucoup de fragments de cristaux sont riches en inclusions noires.

La tourmaline est dans cette région de couleur noire à brun très foncé. On la rencontre sous son habitus classique en prismes ou tronçons de prismes triangulaires.

L'épidote est presque toujours en grains de couleur jaune-verdâtre souvent opaques et usés.

L'apatite se présente parfois en prismes hexagonaux allongés avec rapport c/a très élevé, de 8 à 10 environ.

Le zircon est représenté par deux types au moins :
— prismatique, bipyramidé, rose à incolore;
— en grains roses à incolores.

TABLEAU 8

Composition moyenne des sables à gemmes des plages du cap de Garde.
(ex : P. 9)

Constituants majeurs (> 90 %)	Dominants	Secondaires
	Grenats (≥ 60 %)	Epidote Staurotide (≤ 30 %)

Constituants mineurs	Fréquents	Peu fréquents	Rares
	Tourmaline Andalousite Disthène Quartz Ilménite Rutile Magnétite	Oxydes de fer paramagnétiques Zircon Cassitérite	Scheelite Spinelles Biotite Hornblende

Les passées sableuses peu importantes de la côte occidentale du golfe de Bône ont une composition très différente de celle des autres sables. Le quartz en grains anguleux très fins constitue, dans la plupart des cas, moins de 50 % du sédiment. Le reste est formé de fins débris de roches. Comme autre minéral dont la présence est notable nous n'avons observé que la biotite en fines lamelles parfois sub-automorphes. Exceptionnellement, au niveau de l'anse Sidi-Bégra et des deux criques qui lui font suite vers l'Ouest, de l'épidote et de la hornblende verte s'ajoutent à la biotite et aux débris de roches.

Source : MNHN, Paris

Texture des sables.

A quelques nuances près, la silice sous forme de quartz en grain apparaît donc comme l'espèce minérale qui constitue la majeure partie des sables. De ce fait, elle détermine aussi leur texture. A cet égard, les courbes de fréquences relatives des figures 13, 14, 15 donnent un aperçu de la distribution des diamètres des grains de sable pour quelques échantillons choisis dans chaque secteur. On constate d'emblée que les valeurs du Mode sont identiques ou très voisines et se retrouvent dans toute la bordure littorale. Ainsi le Mode dans de nombreux échantillons, semble très proche de 1,75 Φ (soit à peu près 300 μ). Le diamètre moyen est beaucoup plus fluctuant et, à Mode égal (300 μ), peut varier entre 270 et 400 μ. Il s'agit donc là, de toute façon, de sables fins qui peuvent d'ailleurs passer à des sablons : Mo = 3,37 Φ (96 μ, n° 467) ou à des sables grossiers (600 μ, P. 39).

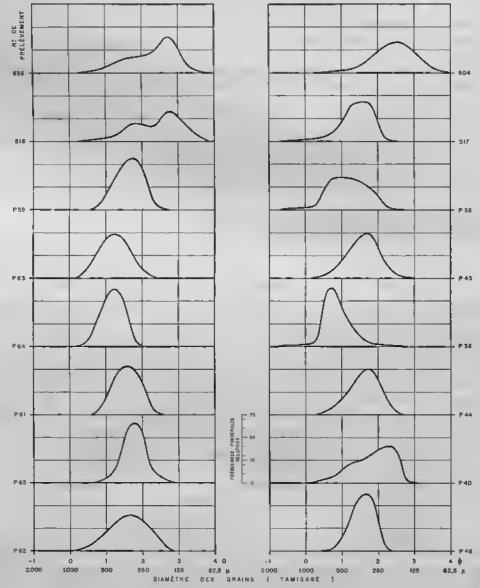


Fig. 13. — Courbes granulométriques de quelques sables siliceux des abords du golfe de Bône (secteur du cap Rose).
Sables de l'avant-plage : n° 504, 517, 518, 538;
Sables de l'estran : n° P. 38, P. 43, P. 59, P. 63;
Sables de plage : n° P. 39, P. 44, P. 62, P. 64;
Sables de dune : n° P. 40 (dunes rouges), P. 45 (dunes blanches), P. 61, P. 65.
(Pour la localisation, cf. cartes en annexe).

Source : MNHN, Paris

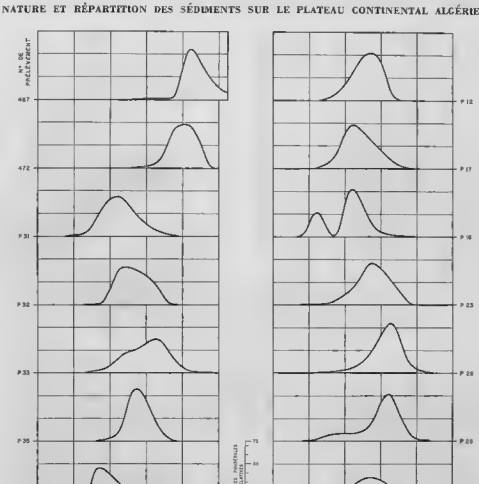


FIG. 14. — Courbes granulométriques de quelques sables et sablons siliceux du secteur O. Mafrag - O. Seybouse (golfe de Bône).

Sables de l'avant-plage : n° 467, 472;
Sables de l'estran : n° P. 18, P. 23, P. 31;
Sables de plage : n° P. 26, P. 28, P. 27, P. 30, P. 32;
Sables de dune : n° P. 33 (face nord), P. 35 (concentration de minéraux);
Sables sous-jacents de la plaine de Bône : n° P. 36, P. 37.
(Pour la localisation, cf. cartes en annexe).

Ces ensembles de grains sont de plus très homogènes car la dispersion en moyenne est faible de 0,30 à 0,40 Φ. L'asymétrie parfois égale à 0 (P. 64, P. 61, P. 65), s'éloigne assez peu de cette valeur : + 0,40 à — 0,40. L'acuité, rarement égale à 1 reste néanmoins très proche de ce chiffre que ce soit par valeurs inférieures ou supérieures (de 0,80 à 1,20). Ces distributions naturelles s'ajustent donc relativement bien à la loi de GALTON - MAC ALISTER.

Si ces caractères généraux sont valables en moyenne, on enregistre néanmoins des écarts parfois importants d'un secteur à l'autre et le long de profils qui leur sont propres. Ainsi, pour le secteur à l'Est du rap Rose (plage du Grand Canier par exemple) l'asymétrie est nulle ou négative, à l'Ouest du cap Rose (dunes anciennes et récentes) les valeurs positives apparaissent mais sont rares; de l'oued Krélidj à la Seybouse, elles deviennent plus fréquentes (30 %) et dominent partout ailleurs. Ce fait a une signification

Source : MNHN, Paris

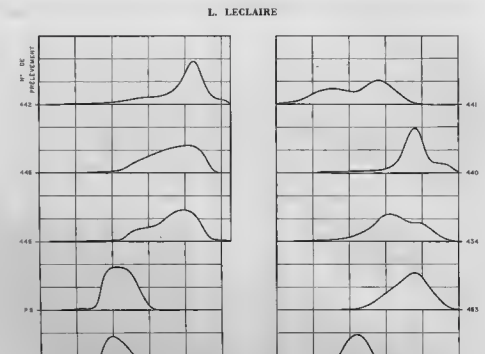


FIG. 15. — Courbes granulométriques de quelques sables siliceux du secteur du cap de Garde et de ses abords (golfe de Bône).

Sables de l'avant-plage : n° 433, 434, 440, 442, 443, 445;
Sables de plages : n° P. 5, P. 7, P. 8, P. 9, P. 73, P. 74, P. 75.
(Pour la localisation, cf. cartes en annexe).

très précise : lorsqu'on progresse d'Est en Ouest, il se mélange en quantité de plus en plus grande, aux particules sableuses formant les populations centrales, des particules plus petites, sablonneuses ou aleuritiques. Les sables deviennent donc de moins en moins homogènes.

Par ailleurs, il suffit d'examiner les figures 14 et 15 pour se rendre compte que pour presque tous les profils, les sables les plus fins (150 µ) forment l'avant-plage alors que les plus grossiers (500 µ) se situent au niveau de l'estran et parfois des plages. Les sables des dunes ont des grains de taille intermédiaire (300 µ). Ces derniers sont les mieux classés, la courbe de distribution s'ajuste bien à la courbe log-normale théorique. On constate le contraire pour les sables d'oued.

Il arrive, rarement, qu'un sable de plage soit composé de deux groupes de grains nettement distincts (courbe bimodale ex. : P. 519) indiquant en général un mélange de deux sables différents, c'est-à-dire une zone de transition ou d'apports récents.

Un tel ajustement d'ensemble des distributions naturelles à la loi log-normale est caractéristique d'un sédiment dit « *évolué* ». Ce fait suppose un long remaniement qui se traduit, comme nous le montre les diagrammes de la figure 16, par une nette altération des formes des différents minéraux types.

Le quartz, minéral qui dans la roche mère était dans la plupart des cas sans forme définie (xénomorphe), qui par la suite a dû être plus ou moins fragmenté, se présente assez rarement en grains très arrondis, proches de la sphère. On trouve ces grains en quantité notable dans les sables et dunes

Source : MNHN, Paris

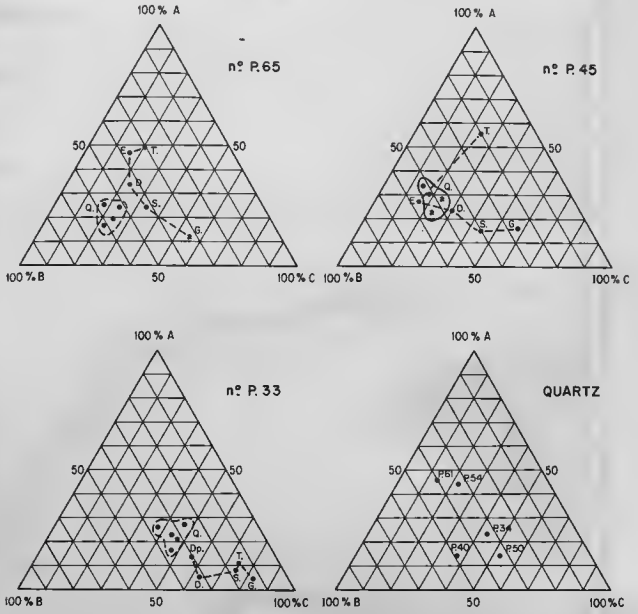
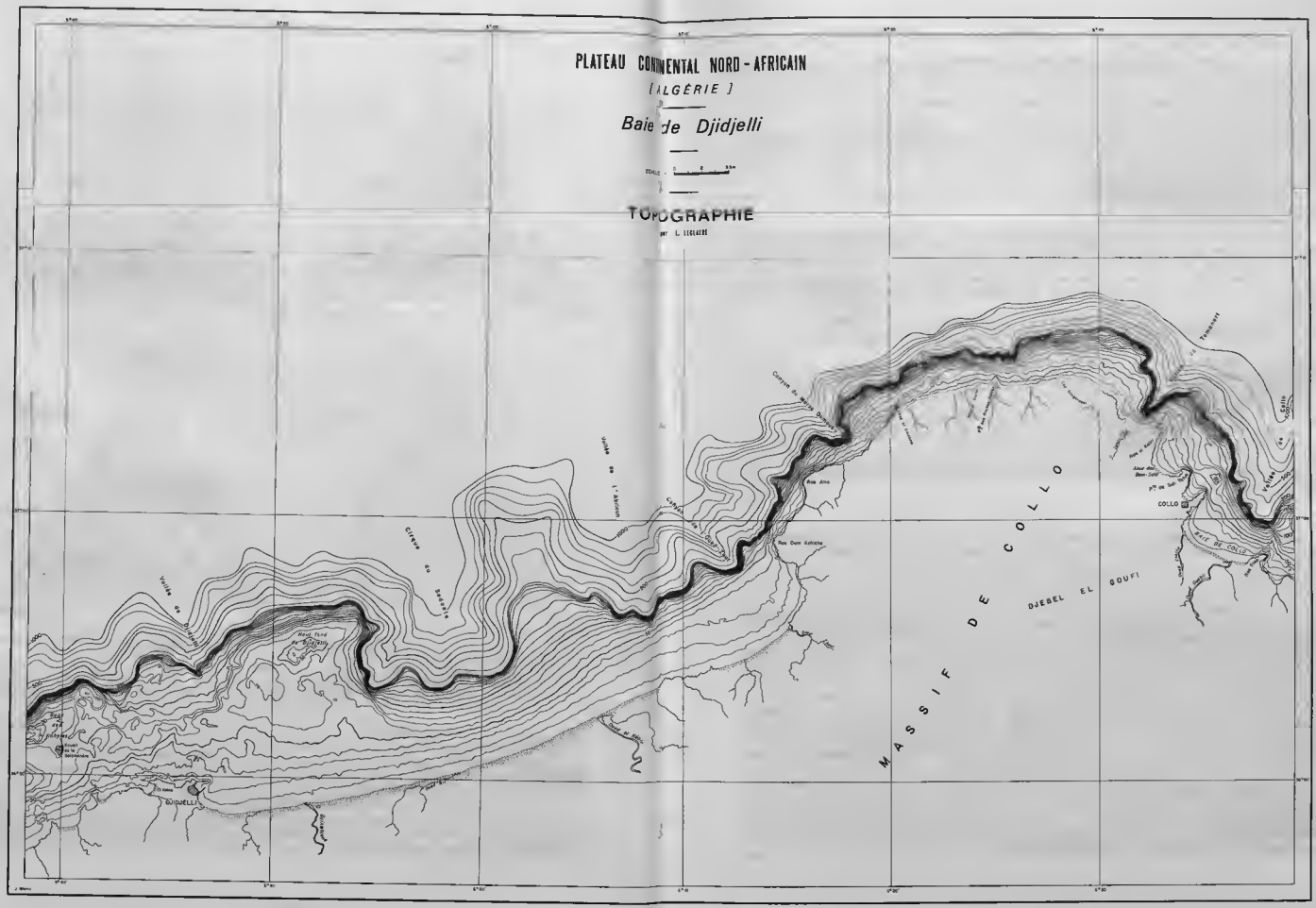


Fig. 16. — Diagrammes avec points représentatifs de l'usure et de l'altération des formes de quelques minéraux des sables de plage de la région du golfe de Bône.
(A) = arroudis à très arrondis, (B) = subarrondis à subanguleux, (C) = anguleux à très anguleux (pour les valeurs numériques correspondantes, cf. le chapitre 1).
(Q) = quartz, (T) = tourmaline, (E) = épidote, (D) = disthène, (S) = staurotide, (G) = grenat, (Dp) = diopside.

de la plage du Grand Canier (Est du cap Rose, ex. : P. 61) et dans les dunes de la plage de l'Epave (Ouest du cap Rose, ex. : P. 54). Les grains les plus communs à toutes les formations sont à arêtes très nettement émoussées, usées, ce qui leur donne un aspect subanguleux à subarrondi. Il est à noter que dans les sables à grains arrondis, une certaine partie des quartz classés dans la rubrique « anguleux à très anguleux », est issue de la fragmentation secondaire de grains sub-sphériques.

Le grenat rose apparaît toujours anguleux à très anguleux de même (à un degré moindre) que la staurotide. Le disthène est légèrement plus usé. L'épidote se présente le plus souvent en grains sub-arrondis à sub-sphériques (P. 65, fig. 16). Toutefois, l'espèce la plus significative est sans nul doute la tourmaline. On peut en effet observer toute une série de formes de passage entre les prismes

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

triangulaires du minéral natif et la véritable bille. Les variations de son degré d'usure sont nettes d'un secteur à l'autre. Il suffit de regarder la position de son point figuratif dans les diagrammes des échantillons n^os^ 65 et 33 (fig. 16), pour se rendre compte que la même espèce appartenant à des formations actuellement non consolidées, montre un degré d'usure différent ce qui implique une histoire et peut-être même une origine différente.

L'altération des formes des minéraux d'un sable peut avoir essentiellement pour origine une action chimique ou une action mécanique. Dans le cas présent, il s'agit d'une action mécanique. Au stade actuel de l'évolution de ces sables, la surface des grains de quartz en porte la trace et montre deux états limites et un stade intermédiaire :

— surface mate, c'est-à-dire dépolie,
— surface luisante (polie),
— surface picotée (intermédiaire).

L'étude de ces surfaces au microscopes électronique (Pl. 15), à propos de laquelle nous reviendrons ultérieurement, nous a montré qu'ici l'état « *picoté* » était le fait d'une reprise de grains mats en milieu aqueux, ou vice versa. Sachant, d'autre part, qu'une surface mate est le résultat d'une érosion en milieu éolien alors qu'on attribue au milieu aqueux l'abrasion qui confère l'aspect luisant, on jugera de l'état des quartz dans les sables de notre région à l'aide des quelques exemples choisis ci-dessous.

N° du prélèvement	% Grains à surface mate	% Grains à surface polie	% Grains à surface "picotée"
P. 45	7	14	79
P. 50	2	28	70
P. 61	5	15	80
P. 54	16	14	70
P. 33	13	35	52
P. 34	12	40	48

Ceci confirme le fait, évident a priori, que les plages et dunes de la région sont le résultat très probable d'un double remaniement :

— en milieu éolien,
— en milieu aqueux.

Au terme de cette étude des sables et sablons siliceux de la bordure littorale, il convient de faire remarquer que le gisement sous-marin de même faciès (n° 479) déjà évoqué au cours de la description des sédiments — situé entre deux « *platiers* » par 70 m de fond — a rigoureusement la même nature (à quelques coquilles près) et la même texture, à preuve l'étroite similitude entre les deux courbes granulométriques (fig. 17).

La fraction siliceuse constitue dans presque 40 % des échantillons de boues et vases analysés 20 à 30 % du sédiment total. Elle se compose de quartz, de silice biogénique, de débris de roches, de minéraux silicatés accessoires des roches.

Dans les vases calcaréo-siliceuses et silico-calcaires, la fraction siliceuse est détritique. Ces sédiments sont le résultat d'un mélange de sables et sablons siliceux, de sables et graviers calcaires et d'argiles. Dans la plupart des cas, cette fraction est donc constituée par un sable siliceux possédant les mêmes caractères que celui de la frange littorale. A cet égard, les vases calcaréo-siliceuses du large, très riches en Bryozoaires, forment partiellement une exception. Si l'on y trouve l'association caractéristique : staurotide-tourmaline-zircon, les quartz, abondants, sont par contre très fins et très anguleux et à ce titre différents de ceux des sables et sablons habituels. Ce fait est à mettre en relation avec la situation géographique particulière de ce sédiment qui jalonne le bord nord de plusieurs *platiers* plus ou moins recouverts de sables et graviers calcaires.

Dans les boues, le quartz en fragments de cristaux est le constituant majeur de la fraction siliceuse aleuritique. Il existe aussi, en quantité parfois non négligeable dans la partie pélitique du sédiment où on le décèle par diffractométrie (tableau 9). Les quelques minéraux accessoires : micas, silicates de métamorpbisme, sont rares sauf dans la vasière de la baie de Bône. A cela s'ajoutent, pour les boues de la partie ouest du plateau continental (du cap de Garde au cap Toukousb) et particulièrement au large d'Herbillon, de très fins débris de roches.

Source : MNHN, Paris

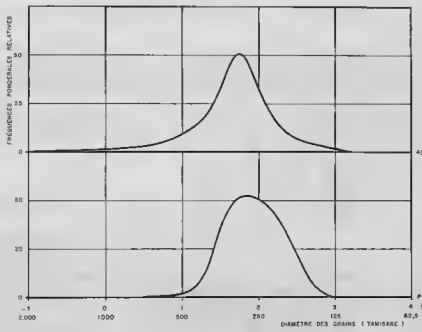


FIG. 17. — Courbes granulométriques d'un échantillon de sable siliceux profond (— 70 m) : n° P. 479 et d'un échantillon de sable de dune : n° P. 50.

La partie détritique, bien qu'importante, est toutefois loin de former la totalité de la fraction siliceuse. La silice biogène des spicules d'Eponges apparaît même parfois comme dominante. Les monaxones, triaxones, tétraxones et autres spbaeraster semblent particulièrement abondants dans les vases et boues calcaréo-argileuses et argilo-calcaires de la vallée de Tabarca et du rebord du plateau continental. Notons encore que la présence de Diatomées a été décelée au sein des vases calcaires du banc Le Sec.

c) LES ARGILES.

Le diagramme de la figure 11 montre qu'un grand nombre d'échantillons ont des teneurs en argile comprises entre 40 et 50 %. En outre, on constate qu'il n'existe pas d'échantillon contenant plus de 60 % d'argile ce qui se traduit, dans le cadre de notre classification, par l'absence de boues argileuses (argile $\geqslant$ 66,6 %).

L'analyse diffractométrique (principalement) a mis en évidence le fait que les quatre espèces courantes des minéraux des argiles étaient présentes dans la région, ce sont : **l'illite, la kaolinite, la montmorillonite, les chlorites.** Toutefois, elles n'ont pas la même importance et ne se trouvent jamais toutes à la fois dans le même échantillon.

Nous avons choisi quelques valeurs montrant l'importance relative de chaque espèce dans quelques échantillons (tableau 9). On s'aperçoit d'une part que la distribution des différentes espèces n'est pas monotone et d'autre part que l'illite est le minéral dominant.

Bien qu'il faille être très prudent dans l'interprétation de ces données chiffrées issues d'une estimation quantitative dont la précision est très relative, on peut néanmoins tenter de distinguer quatre associations différentes de phyllites argileuses :

(1) à illite et kaolinite où l'illite est largement dominante (I. 70 % — K. 30 %) ;
(2) à illite et kaolinite où ces deux espèces sont en quantité pratiquement égale;
(3) à illite, kaolinite et montmorillonite;
(4) à illite, kaolinite et chlorites.

L'argile constituée par la première association semble localisée de préférence dans les sédiments des abords ouest de la pente continentale du golfe de Bône et dans la vallée de La Galite.

Source : MNHN, Paris

La deuxième association semble être cantonnée au niveau du rebord continental ou, localement, entre les « *platiers* » sur la plate-forme continentale.

Tableau 9

Quelques exemples de la composition des argiles dans les sédiments pélitiques du golfe de Bône.
(les pourcentages relatifs des diverses espèces sont indicatifs de 10 à 20 % près).
+ quartz présent ++ quartz abondant

n°	Quartz	Illite	Kaolinite	Montmorillonite	Chlorites
88	+	50	30	20	–
90	–	70	30	–	–
94	++	60	40	–	?
96	+	50	50	–	?
430	++	75	25	–	–
448	–	50 (ouverte)	30	20	–
450	+	60 »	40	–	–
455	–	70 »	30	–	–
457	+	60	40	–	–
461	+	30 (ouverte)	30	40	–
466	–	60 »	30	10	–
477	+	70 »	10	–	20
480	–	70 »	30	–	–
483	+	70 »	30	–.	–
486	+	60 »	40	–	–
487	–	70 »	30	–	–
491	+	60 »	40	–	–
500	+	50 »	50	–	–
536	–	60	30	10	–
549	–	70 (ouverte)	30	–	–
550	–	70 »	30	–	–
560	+	70 »	30	–	–

Le troisième groupe caractériserait la partie occidentale et centrale de la vasière de la baie de Bône où la montmorillonite (tableau 9) semble devenir localement dominante. Ce minéral apparaît aussi sur la plate-forme littorale ouest et au pied du flanc sud du banc Le Sec. Enfin, les chlorites n'ont été décelées d'une façon nette qu'aux alentours de l'embouchure des oueds Mafrag et Krélidj, mais il est possible qu'elles existent aussi dans le creux de la vallée de Tabarca.

En ce qui concerne l'illite dont le « *pic* », sur les diffractogrammes, est très empâté dans sa moitié basale et s'étale de 10 à 14 Å, il s'agit dans la plupart des cas d'« *illite ouverte* » à espacements interfoliaires variés. La présence d'« *interstratifiés* » abondants (peut-être du type illite-montmorillonite) est très probable. Rappelons qu'à cet égard nous n'avons pas jugé nécessaire d'aller plus avant (cf. chapitre I).

3 — APERÇU SUR QUELQUES CONSTITUANTS MINEURS DES SÉDIMENTS PÉLITIQUES.

Un sédiment pélitique, pris dans son ensemble, est donc en définitive constitué par trois phases minérales : le calcaire, la fraction siliceuse, les argiles, toutes sous forme d'éléments figurés qui sont dans la plupart des cas visibles à l'œil nu, au microscope normal ou électronique. Avec l'eau intersti-

Source : MNHN, Paris

tielle elles composent 95 % en moyenne des boues et vases. Sur le plan de la stricte pétrographie, leur étude suffit donc pour caractériser un sédiment.

En rester là serait considérer ce sédiment comme une matière purement inerte alors que chacun sait qu'il est le siège d'une activité physico-chimique importante, où l'on veut même voir le début de la diagenèse. Cependant les substances mises en jeu par cette « *vie* » physico-chimique ne représentent au maximum que 5 % de la masse du sédiment. Au surplus, la plupart ne sont pas directement observables. Ceci nous a amené à mettre en œuvre des méthodes géochimiques simples (v. Chap. I), par l'intermédiaire desquelles nous n'avons pu obtenir qu'un aperçu de la nature et de l'état de ces substances mineures : la matière organique, les sulfures, le fer et les « *complexes ferrugineux* ».

a) La matière organique.

Les teneurs en carbone organique des 81 échantillons analysés ont une distribution de fréquence très large (fig. 18), de 0,6 % à 1,36 % pour une valeur moyenne de : 0,63 %. Il n'y a qu'une faible partie, seulement 20 % des échantillons de sédiments pélitiques, qui donne des teneurs en C voisines (0,7 à 0,8 %). Toutes les autres valeurs obtenues sont très dispersées.

L'azote organique a une distribution de fréquence du même type que celle du carbone. Si la teneur moyenne (régionale) est de 0,089 % la quantité d'azote dosée dans chaque échantillon varie de 0,028 à 0,157 %.

La distribution du rapport C/N est par contre beaucoup mieux ordonnée puisque 75 % environ des valeurs sont comprises entre 6 et 8 et groupées autour de la moyenne : 7.

Par ailleurs, l'application du test des moindres carrés dans l'hypothèse d'une liaison fonctionnelle linéaire entre C et N (cf. Chap. I) donne un coefficient de corrélation $\rho' = 0{,}94$ (fig. 19). Cette forte intensité de la corrélation est à lier au regroupement des valeurs du rapport C/N autour de leur moyenne. Ceci signifie que, quelle que soit la teneur en C et la nature du sédiment, dans 75 % des prélèvements au moins, la matière organique a une composition en C et N à peu près constante. Dans les 25 % des cas restants se trouvent, bornis les résultats entachés d'erreurs analytiques, des échantillons particuliers comme par exemple les suivants :

— le n° 11 (C/N = 10) situé en bordure de la vasière de la baie de Bône dans lequel on note la présence de débris végétaux;

— les 516 et 523 où C/N = 10 et 8,7 (vases calcaréo-siliceuses) situés au contact de la frange sablonneuse littorale;

— le n° 430 (C/N = 8,7) boue silico-argileuse à l'entrée de la vallée d'Herbillon où l'on a observé la présence d'abondantes fibres rouies de Zostères;

— le n° 436 (C/N = 4,8) et 447 (C/N = 5) nettement déficitaires en carbone organique.

La grande dispersion des teneurs en carbone et azote indique une importante variation de la quantité de matière organique contenue dans les sédiments de cette région. Ces variations, mis à part les cas particuliers ci-dessus, ne semblent pas dépendre de la situation géographique du sédiment mais plutôt de sa nature. Ainsi, ce sont les boues argilo-siliceuses et argilo-calcaires qui sont les plus riches. Par contre, les plus pauvres (0,20 à 0,30 %) sont toujours les vases calcaires. Sans qu'il s'agisse d'une relation nette, on discerne cependant une sorte de loi naturelle qui fait que, en règle générale : aux fortes teneurs en calcaire correspondent de faibles teneurs en matière organique, aux fortes teneurs en argile correspondent toujours des teneurs relativement élevées en matière organique. En somme, **tout se passe comme si la teneur en carbone organique était très grossièrement inversement proportionnelle aux teneurs en carbone minéral mais proportionnelle aux teneurs en argiles.**

b) Les sulfures.

Parmi une sélection d'échantillons (50) de boues et de vases sur laquelle la recherche de sulfures a été entreprise, seuls quelques prélèvements (tableau 10) ont donné un résultat positif.

Source : MNHN, Paris

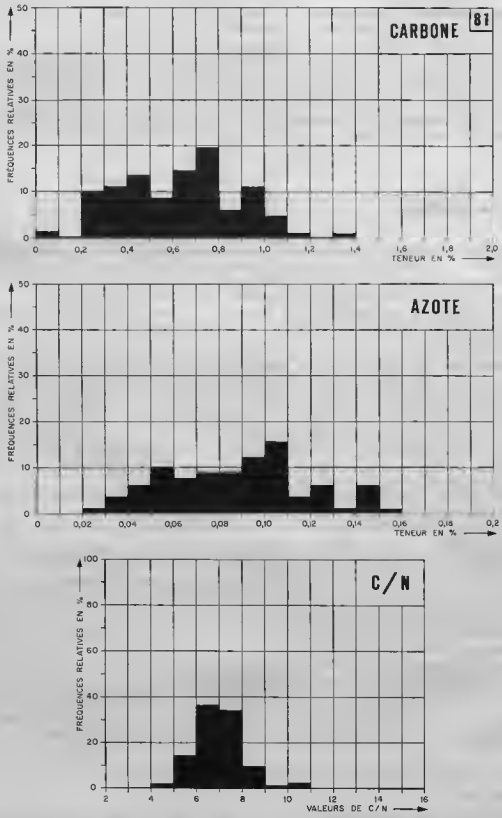


FIG. 18. — Distributions de fréquence des teneurs en azote et carbone organique, des valeurs de C/N des sédiments pélitiques du golfe de Bône et de ses abords.

Source : MNHN, Paris

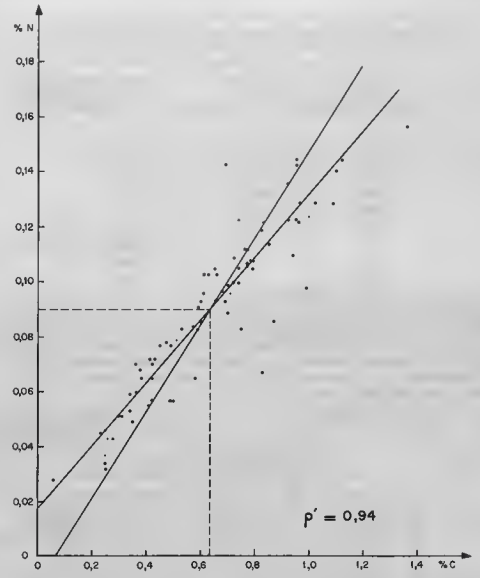


FIG. 19. — Relation entre l'azote et le carbone organique des sédiments pélitiques du golfe de Bône et de ses abords. Droites d'estimation linéaire et coefficient de corrélation.

Les monosulfures (hydrotroïlite) n'existent avec certitude que dans les boues argilo-siliceuses du centre de la vasière de la baie de Bône. Il en est pratiquement de même pour la pyrite qui semble, là, néogénique alors que partout ailleurs où elle a été décelée (traces), elle est très probablement détritique. La néogenèse de sulfures dans cette région semble donc accidentelle ou, en tout cas, étroitement dépendante d'une vasière, milieu particulier et localement favorable.

c) LE FER ET LES « COMPLEXES FERRUGINEUX ».

Les teneurs en fer total soluble dans les conditions de l'analyse (cf. Chap. I) s'échelonnent de 1 à 3,5 %. En général, les teneurs les plus faibles sont obtenues à partir des sédiments calcaires : vases calcaires, vases et boues calcaréo-argileuses, les plus fortes étant le fait des sédiments argileux, des boues argilo-siliceuses en particulier.

Source : MNHN, Paris

Tableau 10

Le soufre des sulfures dans quelques sédiments pélitiques du golfe de Bône.
(les teneurs sont exprimées en % par rapport à l'échantillon total sec)

n° échantillons	Soufre des monosulfures	Soufre de la pyrite
38	$1,7 . 10^{-4}$	——
49	$1,3 . 10^{-4}$	——
430	traces	traces
455	——	traces
465	$10 . 10^{-4}$	$12 . 10^{-2}$
466	$2,4 . 10^{-4}$	$3,6 . 10^{-2}$
488	——	traces
491	——	traces
502	——	traces
516	——	traces

Le rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} ou « *indice rédox* » (fig. 20) est très rarement inférieur à 2,5. Il est élevé (peut atteindre 6,5) dans les sédiments calcaires comme les vases calcaires et calcaréo-argileuses du banc Le Sec, de la vallée de Tabarca et du plateau de Bône. Il est minimum dans les boues argilo-siliceuses du centre de la vasière de Bône et dans les boues silico-argileuses de l'entrée de la vallée sous-marine d'Herbillon. On en déduit que, dans leur ensemble, les sédiments pélitiques de la région de Bône-Tabarca sont dans un état oxydé.

Nous avons constaté par ailleurs qu'à des valeurs moyennes ou élevées de I_r^* correspondait dans le sédiment — soit une fraction arénitique calcaire « *fauve* » à tests imprégnés d'hydroxydes de fer pour les vases calcaires et certaines vases calcaréo-argileuses —, soit une fraction sablo-aleuritique constituée de Foraminifères plus ou moins complètement remplis de limonite pour certaines vases calcaréo-argileuses (vallée de Tabarca), pour les boues argilo-calcaires et calcaréo-argileuses.

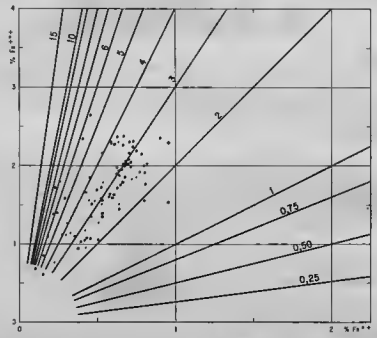
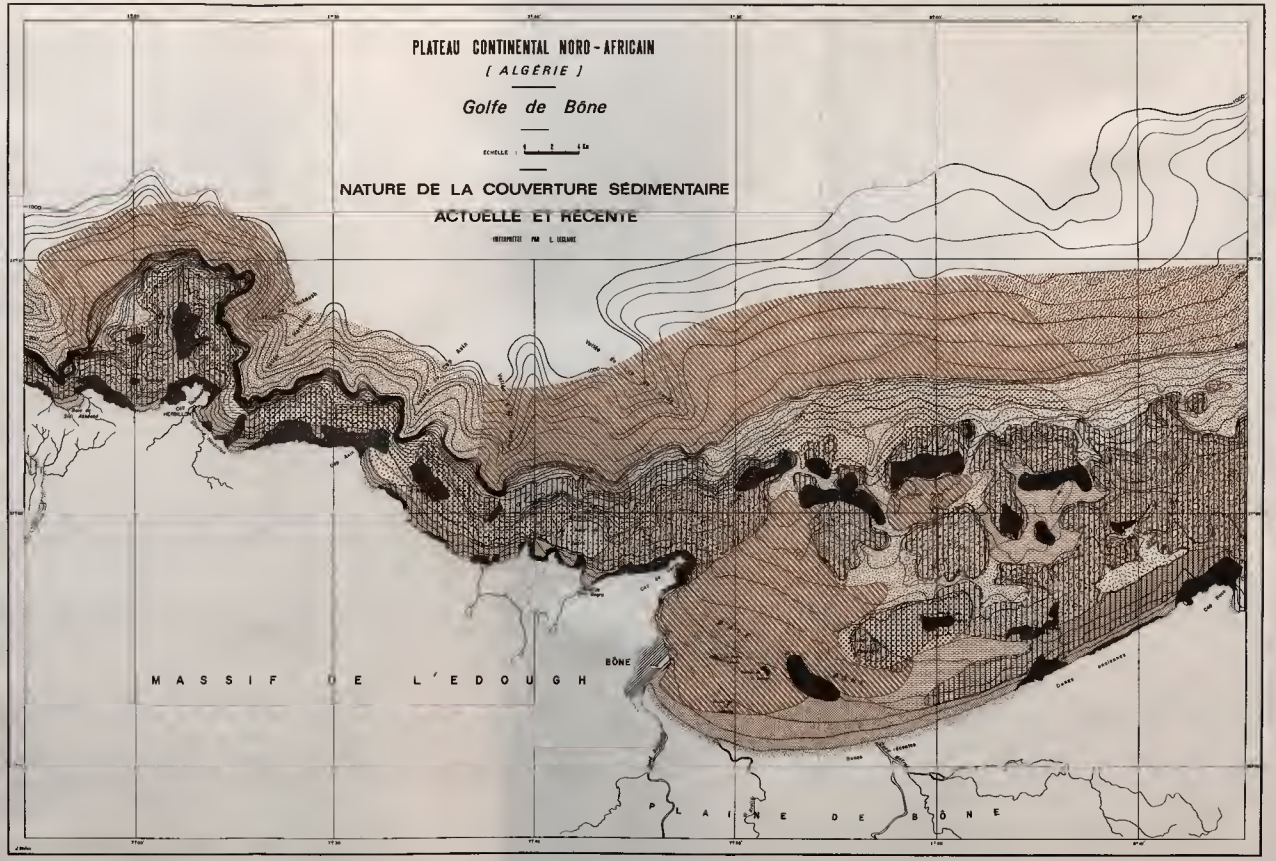


Fig. 20. — Points représentatifs des teneurs en fer réduit et oxydé soluble dans H Cl de quelques sédiments pélitiques du golfe de Bône. I_r^* (*indice rédox*).

Source : MNHN, Paris



Légende

NATURE DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE NON CONSOLIDÉE

SÉDIMENTS CALCAIRES

Boues calcaires - argileuses

Vases calcaires

Vases calcaires - argileuses

Vases calcaires - siliceuses

Sables et graviers calcaires

Sables et sables calcaires - siliceux

SÉDIMENTS SILICEUX

Boues siliceuses

Boues silico - argileuses

Vases siliceuses

Vases silico - calcaires

Vases silico - argileuses

Sables et graviers siliceux

Sables et sables siliceux

SÉDIMENTS ARGILEUX

Boues argilo - calcaires

Boues argilo - siliceuses

Vases argilo - calcaires

LOCALISATION DU SUBSTRATUM CONSOLIDÉ

Zone à affleurements sous-marins du substratum

Zone à affleurements sous-marins probables du substratum immédiatement sous-jacent

DIVERS

Limite supposée des zones à affleurements sous-marins probable

Limite des différents types de sédiments très probable

extrapolée

Isobathes

BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source : MNHN, Paris

C'est dans ce type de sédiment que la glauconie qui reste très rare, fait cependant apparition. Il arrive de trouver des remplissages et des grains qui semblent mixtes : une moitié a l'aspect de la limonite (ou gœtbite), l'autre celui de la glauconie. S'agit-il de glauconie oxydée ou d'une évolution d'une certaine forme de limonite vers la glauconie ?

Cette étude très sommaire de quelques constituants mineurs des sédiments pélitiques de la région entraîne les conclusions suivantes :

1) les sédiments pélitiques sont relativement pauvres en matière organique, pratiquement dépourvus de sulfures néogènes; ils sont oxydés;

2) les quantités de matières organiques et de fer soluble contenues dans les sédiments varient nettement suivant la nature des constituants majeurs dominants; il y aurait donc relation entre phases minérales majeures et constituants mineurs du sédiment.

4 — QUELQUES INDICES SUR LA NATURE DU SUBSTRATUM.

L'analyse morphologique nous a permis d'émettre quelques hypothèses concernant : — la localisation d'affleurements sous-marins du substratum consolidé, — la délimitation de zones à affleurements probables. Ce paragraphe a pour objet de décrire tout ce qui, à nos yeux, constitue un indice sur la nature de substratum, indice qui est parfois contenu dans le sédiment.

Dans les sables et graviers calcaires qui recouvrent localement le plateau de La Galite, sur le haut-fond des Cbarbonniers (n° 101) et très près du rebord sud (n° 563), on a remarqué la présence en quantité notable d'une fraction sablo-aleuritique siliceuse qui correspond à un véritable sable siliceux. Ce sable se compose de grains de quartz d'un diamètre moyen de l'ordre de 500 µ, anguleux ou légèrement émoussés, et d'un cortège de minéraux : grenat, disthène, tourmaline, zircon, pyroxènes, à peu près identique à celui que nous connaissons dans les sables de Bône. Le grenat et le distbène ont très probablement pour origine des roches cristallopbylliennes (gneiss-micaschistes) alors que les autres minéraux sont vraisemblablement issus de roches éruptives grenues (tourmaline) ou de roches effusives (pyroxènes). A cet égard, on sait depuis SOLIGNAC que l'archipel de **La Galite est formé de roches éruptives grenues** du type : microgranite et microgranodiorite. Solignac a de plus trouvé des enclaves de gneiss ce qui a conduit cet auteur et L. JOLEAUD (1936) à supposer l'existence, sous l'archipel, d'un **soubassement gneissique**. La présence de silicates de métamorphisme dans la pellicule sédimentaire du plateau de La Galite qui, morphologiquement, s'identifie à un tel soubassement, est un indice favorable à cette interprétation.

Sur le sommet du banc Le Sec (nos 551-552-553), les graviers calcaires à Algues contiennent des débris de roches à grands cristaux de quartz et de feldspatbs subautomorpbes, à grandes et épaisses lamelles de biotite hexagonales. Ces débris dont la dimension est parfois voisine du centimètre ne peuvent provenir que d'**affleurements de roches éruptives grenues du type micrographique**. On trouve en effet des débris de roches identiques dans les sables des plages entre le cap de Fer et le cap Toukousb où des roches éruptives grenues affleurent. Le banc Le Sec, au même titre que le plateau de La Galite et les soubassements du cap Rose (cipolins) ferait donc partie de la grande province géologique de l'Edougb-cap de Fer.

A plusieurs reprises, il nous est arrivé, au cours des campagnes d'écbantillonnage, d'arracber volontairement ou involontairement des fragments de la croûte d'Algues qui doit, au moins localement, former un véritable enduit sur le substratum rocheux des « *platiers* » de la baie de Bône. L'étude détaillée de la semelle de cette croûte ainsi recueillie nous a montré que l'Algue, au début de son développement, a englobé des grains de quartz très arrondis plus ou moins mats ou « *picotés* », des débris de Mélobésiées, roulés, imprégnés de fer et même des minéraux comme le grenat et la tourmaline. Ces élément entrent dans la constitution des sables de la frange littorale actuelle mais forment aussi l'essentiel des anciens sables de plage transformés en grès dunaires et grès de plage qui affleurent actuellement de part et d'autre du cap Rose.

En accord avec E.F. GAUTHIER (*in* A. ROSFELDER, 1955) qui voyait dans le golfe de Bône une région submergée, nous sommes tentés d'interpréter ces « *platiers* » comme la continuation sous-

Source : MNHN, Paris

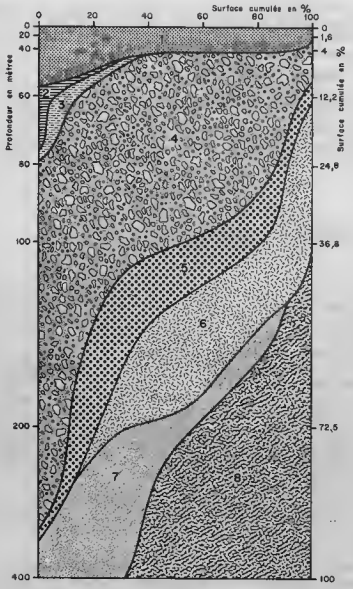


FIG. 21. — Diagramme illustrant la variation relative de la surface couverte par les principaux faciès en fonction de la profondeur, dans le golfe de Bône. Les figurés utilisés sont les mêmes que ceux de la carte correspondante (n° II) :

1 — sables et graviers siliceux;
2 — sables et sablons siliceux;
3 — vases silico-calcaires;
4 — sables et graviers calcaires;
5 — vases calcaires;
6 — vases calcarèo-siliceuses;
7 — vases calcaréo-argileuses;
8 — boues silico-argileuses;
9 — boues argilo-calcaires;
10 — boues argilo-siliceuses.

marine des formations tyrrhéniennes du littoral. Cette façon de voir, déjà exprimée dans le chapitre II, est encouragée par deux autres indices :

— le premier est le gisement d'une masse de sables et sablons siliceux à coquilles, situés entre deux « *platiers* », dont nous avons vu l'identité de nature avec les dunes récentes littorales à ceci près que les grains de quartz ont subi une usure moins importante;

— le deuxième vient du fait que d'une part on retrouve des sables dans la fraction arénitique des vases silico-calcaires adjacentes et que d'autre part les vases calcaréo-siliceuses plus au large contiennent une fraction sablo-aleuritique à quartz et minéraux typiques.

Sans que nous puissions l'affirmer, il semble bien que ces vases soient en fait le mélange de deux sortes de sédiments superposés, passant peut-être, verticalement et progressivement, de l'un à l'autre. Les dragages qui labourent les fonds meubles sur 20 à 40 cm peuvent en effet mélanger en un sédiment qui devient une vase silico-calcaire, un sable siliceux sous-jacent et une boue argilo-calcaire qui le recouvre.

Il se pourrait donc, qu'entre — 50 et — 110 m existe un système de grès de plage ou de dunes consolidées plus ou moins masqué, analogue à celui qui détermine la morphologie du littoral entre l'oued Mafrag et la Calle.

Source : MNHN, Paris

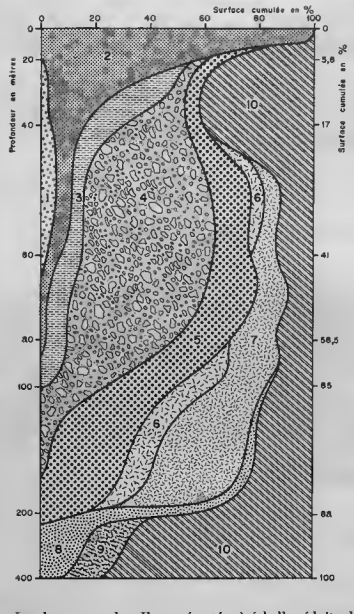


Fig. 22. — Diagramme illustrant la variation relative de la surface couverte par les principaux faciès en fonction de la profondeur, du plateau de La Galite à Tabarca.
Les figurés utilisés sont les mêmes que ceux de la carte correspondante (n° I) :
1 — sables et sablons siliceux;
2 — vases siliceuses;
3 — vases silico-calcaires;
4 — sables et graviers calcaires;
5 — vases calcaires;
6 — vases calcaréo-argileuses;
7 — boues calcaréo-argileuses;
8 — boues argilo-calcaires.

Les deux cartes I et II, représentées à échelle réduite, les diagrammes des figures 21, 22, suffisent à illustrer et résumer les caractères principaux de la couverture sédimentaire du plateau continental est-constantinois.

Les sédiments calcaires couvrent plus de la moitié de la superficie du plateau continental : 55 et 72 %. L'un d'entre eux : les sables et graviers calcaires à Algues et Bryozoaires constituent le faciès le plus important de la région. Il tapisse les points hauts : hauts-fonds, « *platiers* », « *bancs* », etc., et atteint une extension maximum entre 40 et 100 m c'est-à-dire sur la plate-lorme continentale.

Parallèlement à une telle sédimentation calcaire purement biogène, recouvrant et couronnant les hauteurs, se développent des faciès argileux, détritiques, dans les zones basses : boues argilo-calcaires et argilo-siliceuses. Ces sédiments forment l'essentiel du revêtement meuble au niveau du rebord et du début de la pente continentale (au delà de — 200 m). Dans la zone de la plate-forme continentale et entre — 100 et — 200 m, ces deux types de sédimentation s'interpénètrent ou se recouvrent. Les argiles lont, en effet, leur apparition dans les chenaux entre les « *platiers* », cernant les bauteurs. Il en résulte des vases calcaires, calcaréo-argileuses, sédiments qui s'individualisent ou au contraire ne forment qu'une transition.

Les sédiments siliceux ne couvrent qu'une surface apparente faible : 18 et 7,3 %. Ils sont essen-

Source : MNHN, Paris

tiellement représentés par des sables et des sablons siliceux qui, à une exception près, forment un talus littoral d'une trentaine de mètres de bauteur. Si une partie an moins des dépôts calcaires et argileux peut être attribuée avec certitude à la sédimentation actuelle, il n'en va pas tout à fait de même des sables siliceux, lesquels, pour leur plus grande part, ne se sont pas formés très récemment mais résultent d'une reprise.

En bref, la couverture sédimentaire meuble actuelle de la région de Bône-Tabarca, de nature calcaire et argileuse, rattachée aux formations émergées du littoral par nn ourlet siliceux important, est très probablement peu épaisse. Elle est même interrompue au niveau des sables et graviers calcaires, sur les bauts-fonds où le substratum vient à l'affleurement. Seules les vallées de Tabarca et de La Galite doivent être le siège d'un remplissage important.

II — LA RÉGION DU GOLFE DE PHILIPPEVILLE

Dans les pages qui précèdent, nous avons tenté de mettre clairement en évidence les multiples aspects de la sédimentation dans la région de Bône-La Galite. Pour ce faire, il a été nécessaire de noter le plus de détails possible. Mais, en choisissant cette région comme point de départ de l'étude de la couverture sédimentaire, nous avons voulu en faire une base de comparaison à laquelle on puisse continuellement se référer au cours des descriptions futures (au moins celles qui concernent le Constantinois).

En conséquence, dans les études descriptives qui suivent, comme celle de la région de Philippeville, on ne traitera plus dans le détail que ce qui est particulier à chaque région.

Le golfe de Philippeville a une morpbologie nettement différente de celle de la région de Bône-La Galite. Les limites sédimentologiques sont formées à l'Est par le secteur du cap de Fer, à l'Ouest par le cap Bougarouni. L'étude particulière de la corniche sous-marine du massif de Collo sera effectuée avec celle de la région de Bougie-Djidjelli.

1 — DESCRIPTION ET RÉPARTITION DES PRINCIPAUX SÉDIMENTS.

(Voir carte sédimentologique du golfe de Philippeville n° III).

a) Les sédiments calcaires.

Les sables et graviers.

Le faciès sables et graviers calcaires qui se développe des abords ouest du cap de Fer à l'île Toukousb est peu différent de celui qui recouvre en partie la seiche du cap Toukoush (cf. Bône-La Galite). Il est pelliculaire et repose en placages discontinus sur le substratum rocheux plus ou moins enduit de calcaire par les Algues encroûtantes (*Lithophyllum*). Il se compose surtout de Cœlentérés, d'Algues calcaires et de gros fragments de coquilles souvent encroûtés, l'ensemble étant légèrement argileux. On y trouve aussi des débris de Gorgones.

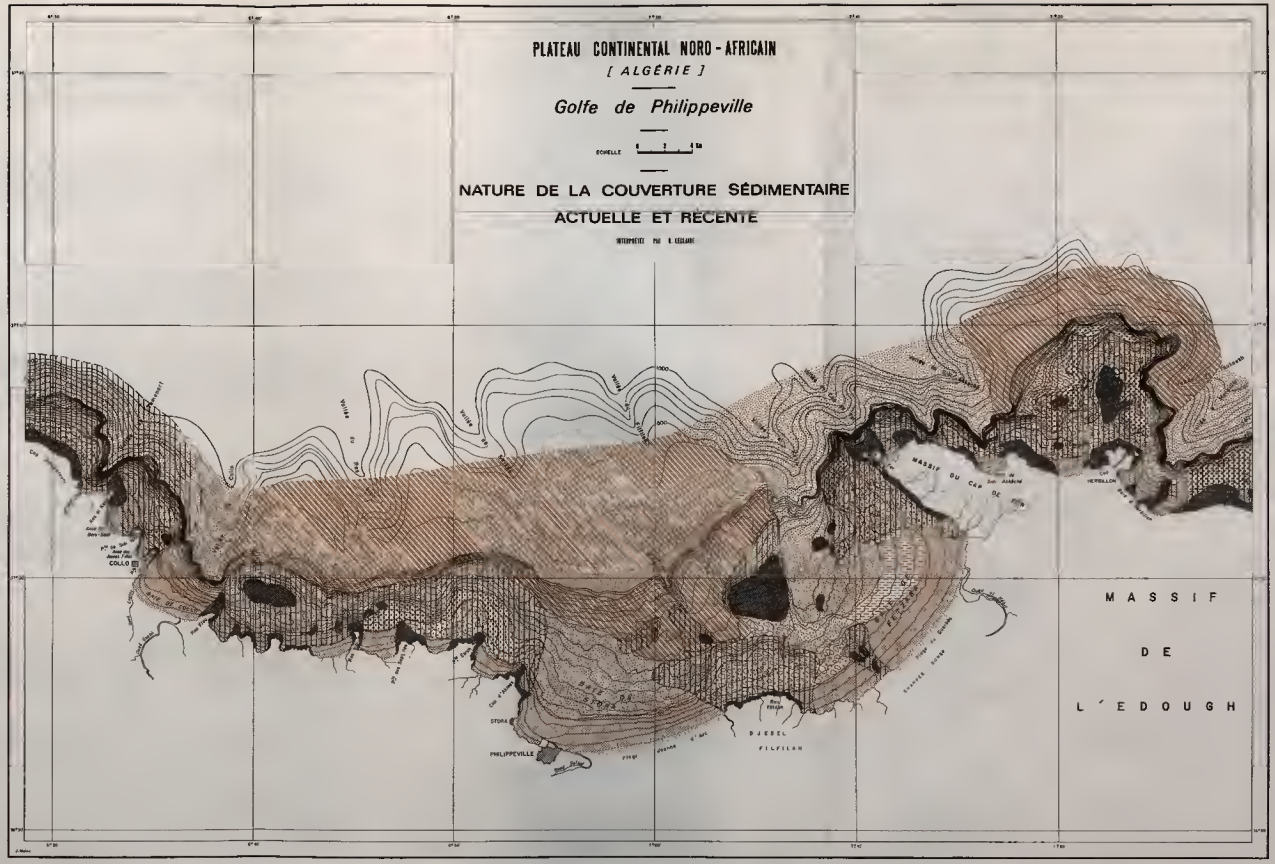
Sur la seiche de Filfilab, les sables et graviers calcaires se composent de deux fractions :

— l'une grossière, graveleuse — à coquilles de Pétoncle perforées, fouillées par les Cliones, plus ou moins encroûtées par des Bryozoaires — à débris d'Algues calcaires en croûtes ou en nodules;

— l'autre, sablo-aleuritique, ne contient presque que des débris de Bryozoaires branchus avec de rares coquilles de Lamellibranches et de Gastéropodes. Les Foraminifères (Textulariidés) sont rares.

Par contre, au pied du flanc sud de la seiche de Filfilah, donc à plus grande profondeur, on reconnaît un « *sable fauve* » identique à ceux de Bône avec des débris calcaires roulés, colorés en

Source : MNHN, Paris



Légende

NATURE DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE NON CONSOLIDÉE

SÉDIMENTS CALCAIRES

- Boues calcaires - argileuses
- Vases calcaires
- Vases calcaires - argileuses
- Vases calcaires - siliceuses
- Sables et graviers calcaires
- Sables et sables calcaires - vaseux

SÉDIMENTS SILICEUX

- Boues siliceuses
- Boues silico - argileuses
- Vases siliceuses
- Vases silico - calcaires
- Vases silico - argileuses
- Sables et graviers siliceux
- Sables et sables siliceux

SÉDIMENTS ARGILEUX

- Boues argilo - calcaires
- Boues argilo - siliceuses
- Vases argilo - calcaires

LOCALISATION DU SUBSTRATUM CONSOLIDÉ

- Zone à affleurements sous - marins du substratum
- Zone à affleurements sous - marins probables ou substratum semi-généralement sous - jacent

DIVERS

- Limite supposée des zones à affleurements sous - marins probables
- Limite des différents types de sédiments très probable
- extrapolée
- Isobathes — 100

BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source MNHN, Paris

brun (rouille). On arrive parfois à identifier des fragments de Bryozoaires (rares), de coquilles de Mollusques, de radioles d'Oursins auxquels se joignent quelques rares Foraminifères : *Textularia, Quinqueloculina, Spiroloculina.*

Sur les abords sous-marins du Ras Filfilab, le substratum rocheux est très probablement à l'affleurement et par place recouvert de croûtes, de concrétions d'Algues calcaires. Il en est de même à l'Ouest sur le « *platier* » à proximité du Ras Frao où l'argile commence à apparaître.

Les vases calcaires.

Elles se situent généralement en bordure des sables et graviers calcaires. De la seiche de Toukoush au cap de Fer, ce sédiment est principalement constitué par les Bryozoaires de la fraction arénitique. On y reconnaît aussi quelques Foraminifères (*Miliolidæ, Globigerinidæ, Nonionidæ*). La fraction aleuritique, est formée par des débris divers : Foraminifères, Bryozoaires, Gastéropodes, par des minéraux : quartz, micas, et des spicules d'Eponges.

Les vases calcaréo-argileuses.

Ce sédiment est pratiquement un cas particulier dans cette région alors qu'à Bône il est un des constituants importants de la couverture sédimentaire. Le gisement le plus typique se situe sur le flanc nord de la seiche de Filfilah. Comme à Bône, on constate ici que les Foraminifères sont très abondants. Mais, en plus, les Bryozoaires et des débris calcaires d'origine diverse constituent aussi une importante partie de la fraction sable-aleuritique dans laquelle on remarque la présence de quartz, de micas et de spicules d'Eponges.

Les vases calcaires et calcaréo-argileuses sont pratiquement les seuls sédiments pélitiques à éléments grossiers de la région. Elles ne représentent qu'une faible part de notre échantillonnage (fig. 23). En définitive, aussi bien sous forme d'arénites que de pélites, la sédimentation calcaire dans cette région est de faible importance; elle est très nettement supplantée par la sédimentation détritique.

b) LES SÉDIMENTS SILICEUX.

Les graviers siliceux.

Ils sont très localisés et peu importants. Ils ont une composition à peu près identique aux sables grossiers de la « Grande Plage » (entre la pointe Esrah et le cap Aknès), c'est-à-dire qu'on y observe de gros fragments de quartz, de feldspaths, d'abondants débris de roches usés, des débris de coquilles roulés. Les minéraux accessoires sont très rares. Les débris de roches proviennent directement des formations cristallophylliennes du littoral.

Les sables et sablons siliceux.

Du cap Toukoush au cap de Fer, au pied de la face nord du massif du cap de Fer, il n'existe pas réellement de frange littorale sablonneuse. Au voisinage du niveau 0, on trouve des accumulations de blocs rocheux, de cailloutis, issues du démantèlement du massif, sauf toutefois dans une baie et quelques petites criques où une mince bande de sable au débouché des torrents intermittents, forme la plage.

Les plages du cap Toukoush et de la baie de Sidi Akkéché sont constituées par un sable grossier à fragments de quartz très anguleux et très limpides, à débris de roches contenant de grands cristaux de quartz et de feldspaths automorphes et d'épaisses plaques hexagonales de biotite. On retrouve en abondance et séparément tous ces minéraux dans le sable de l'avant-plage. La baie de Sidi Akkéché mérite une attention particulière car on y reconnaît, à une échelle réduite, les différents ensembles qui constituent à Bône une grande frange littorale sablonneuse. En effet, dans cette baie, on observe successivement une avant-plage bien développée, une plage avec estran, des dunes récentes et à l'arrière-plan des grès dunaires ou de plage, formations quaternaires reposant directement sur le substratum éruptif. Des concentrations noires (biotite et tourmaline) attirent le regard au pied des dunes. Des débris calcaires, bruns, roulés, ne sont pas rares à la fois dans les dunes et dans les sables de plage. Ils sont pigmentés par de l'hématite qui ressemble fort à de la pyrite bépatique.

Source : MNHN, Paris

Plus à l'Ouest (n° 82), les sables des plages du cap de Fer, plus fins, ont la même composition. Localement, ils peuvent contenir une grande quantité de feldspaths.

En quelque sorte, il se dépose actuellement sur le pourtour du massif du cap de Fer une véritable arène granitique.

Lorsqu'on dépasse, vers le Sud-Ouest, la pointe El-Marsa avec sa grève de galets de part et d'autre, on arrive au débouché de la dépression du Fetzara bordée par la grande plage de Guerbès où aboutit l'oued el Kébir. On retrouve là un véritable système sablonneux bien développé, identique à celui de Bône, avec avant-plage, plage, dunes récentes, dunes anciennes et grès de plage quaternaire, qui s'étend sur une dizaine de kilomètres.

A l'Est de l'embouchure de l'oued El Kébir (n^{os} 90-92), ce système sablonneux a une composition peu différente des sables du massif du cap de Fer (quartz anguleux, feldspaths, biotite hexagonale). La glauconie en grains et les débris de calcaire « *fauve* » (Algues) font toutefois leur apparition. Les sables rouges des formations quaternaires voisines sont identiques à ceux de Bône.

Au niveau de l'embouchure de l'oued El Kébir, un changement complet s'effectue. Les sables deviennent blancs, fins, à minéraux presque tous usés. La biotite est très rare. On observe fréquemment sur le crêt de plage des concentrations noires de tourmalines. On y trouve aussi, comme à Bône, des débris calcaires « *fauves* », des Foraminifères (*Miliolidæ*) remplis de limonite, des moules internes de Globigérinidés et quelques grains de glauconie. Les débris calcaires deviennent très abondants à proximité des « *Ruines Saintes* » (n^{os} 99-100) où affleurent des grès de plage. Les grains de quartz sont nettement moins usés. Les minéraux accessoires sont rares.

Un peu plus à l'Ouest (n^{os} 101-103), les sables s'enrichissent en oxydes et hydroxydes de fer et en quartz rubéfiés.

Dès qu'on s'éloigne de l'estran vers le large, le vaste talus sablonneux qui forme le fond de la baie de Fetzara montre une composition assez différente de celle de la grande plage du Guerbès. Il s'agit d'un sablon gris contenant une grande quantité de lamelles de biotite, très fines, sans forme propre, parfois en paillettes, avec de fins débris de roches, des petits Foraminifères calcifiés ou glauconieux, des moules internes de Foraminifères, des débris de calcaire organogène usés. Les quartz (150 µ) sont très anguleux.

Entre le djebel Filfilab et Philippeville s'étend un autre grand système sablonneux : la plage de Jeanne d'Arc, moins développé que le précédent en ce qui concerne les dunes car il s'adosse à une falaise morte du Quaternaire. Les sables sont généralement plus jaunes, plus grossiers. Les grains de quartz y sont très usés de même que les débris calcaires (Lithothamniées). Comme précédemment, l'avant-plage très large (1 500 m) est différente. On y trouve des sables gris, peu quartzeux, micacés, contenant de nombreux petits Foraminifères calcifiés, silicifiés, glauconieux ou limonitiques.

A Philippeville s'arrêtent les côtes basses sablonneuses de l'Est et commencent les côtes élevées de l'Ouest à grandes falaises vivantes, déchiquetées. Du cap Akmès au Ras Frao, au pied de ces côtes, la bordure sableuse est fréquemment interrompue par les pointes et *ras* nombreux. Les sables des plages au fond des criques et petites baies sont en général assez grossiers, peu quartzeux, micacés, à feldspaths et débris de roches (micaschistes). Ils contiennent aussi des oxydes de fer plus ou moins hydratés (paramagnétiques) et des débris calcaires épigénisés. Le quartz est à l'état natif ou très légèrement émoussé. Au niveau des avant-plages, vers le large, les sables sont parfois plus fins et s'enrichissent en débris calcaires récents mais pour le reste sont identiques à ceux du rivage.

Au pied du massif de Collo, la baie de Collo dont le fond est tapissé par un sablon gris, micacé, s'ourle d'une plage à sables quartzeux riches en gemmes.

Ces sables et sablons siliceux forment donc, dans cette région, une partie importante de la couverture sédimentaire. En résumé on a pu distinguer des secteurs dont nous verrons plus en détail les particularités au cours de l'étude de la fraction siliceuse. Ce sont :

— le secteur du cap de Fer (bord nord et ouest du massif),
— la grande plage du Guerbès,
— la plage de Jeanne d'Arc,
— la bordure sablonneuse des côtes ouest.

Source : MNHN, Paris

Les vases silico-argileuses.

Le diagramme de la figure 23 montre que parmi les échantillons de sédiments pélitiques, ce sont les sédiments siliceux qui dominent. Les plus grossiers : les vases silico-argileuses, peu importants par leur extension, le sont à d'autres égards.

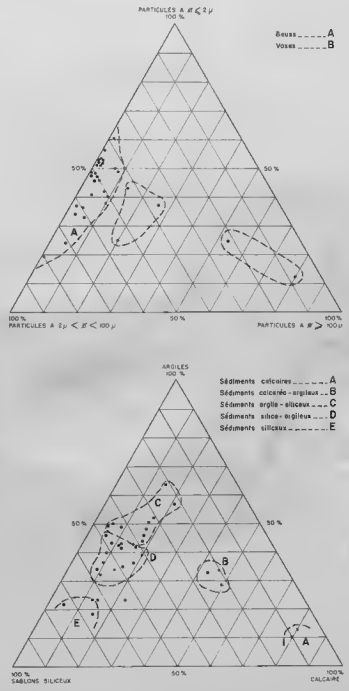
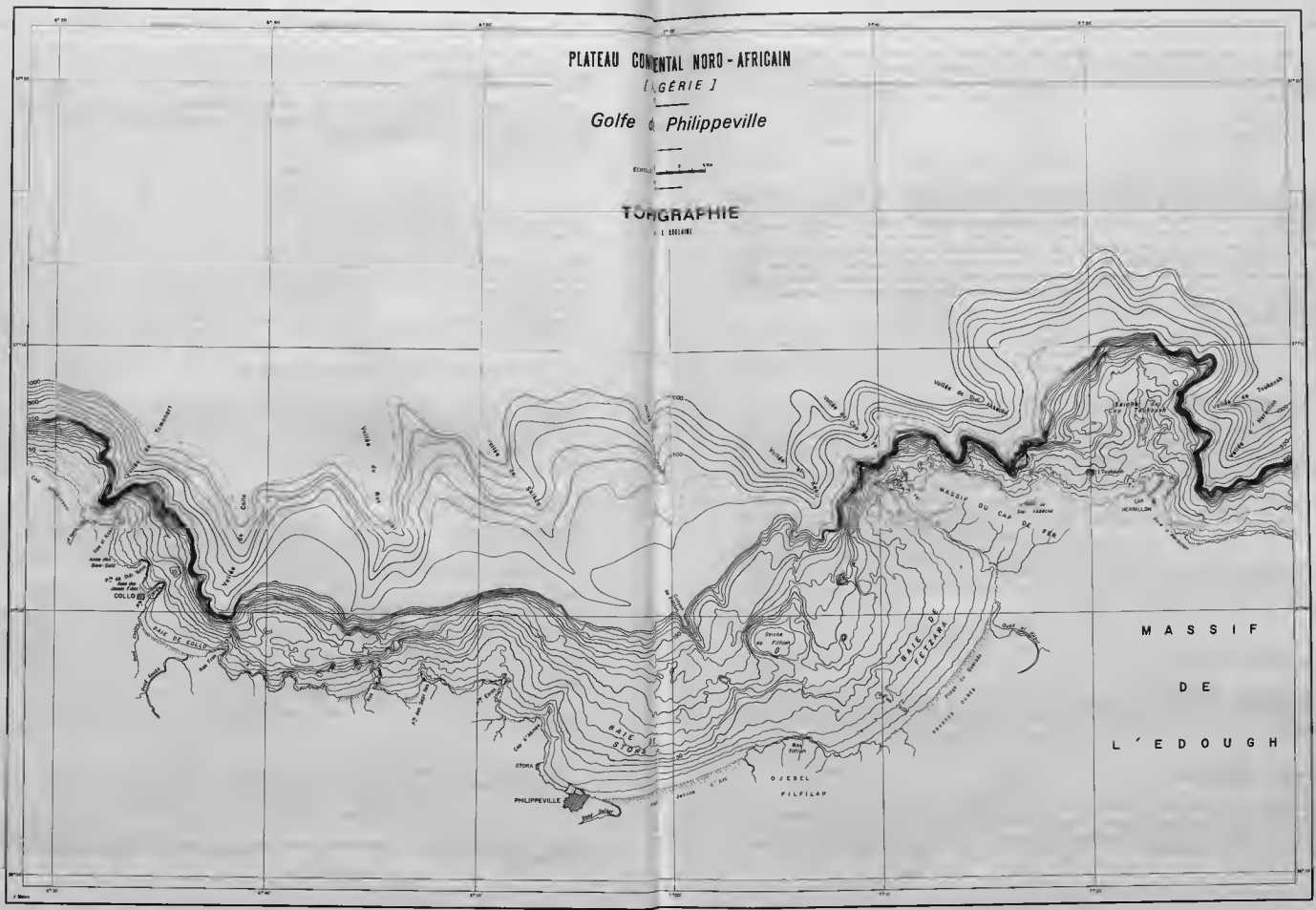


Fig. 23. — Points représentatifs de la granulométrie et de la composition de quelques sédiments pélitiques du golfe de Philippeville.

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

Dans la baie de Fetzara, la fraction arénitique de ces vases est formée par une accumulation de débris végétaux avec quelques coquilles et beaucoup de lamelles de biotite très fines. On retrouve ces éléments dans la fraction aleuritique où le quartz est dominant. Le calcaire, 15 à 20 % en moyenne de l'échantillon total, est représenté par des débris biogéniques divers et des Foraminifères.

Composition type :

— fraction siliceuse	50 %
— argiles	35 %
— calcaire	15 %

Au nord de la seicbe du Filfilab, au niveau de l'extrémité orientale du glacis qui accidente la pente continentale du golfe de Philippeville, se situe un autre gisement de vases silico-argileuses. C'est pratiquement un sablon argileux dont la fraction aleuritique constitue l'essentiel. Ce sablon est riche en quartz dont un certain nombre de grains sont nettement émoussés et polis malgré leur petit diamètre. D'autres plus gros ont été brisés. Ce sablon contient encore, en abondance, des débris calcaires épigénisés par de l'hydroxyde de fer et des Foraminifères tous remplis de glauconie plus ou moins oxydée. A tout ceci, se superpose une biocénose à Foraminifères actuels (*Globigerinidæ*, *Cassidulina*, etc.), quelques coquilles de Lamellibranches et des Ostracodes. A noter un fait singulier : l'absence de mica biotite si fréquent par ailleurs :

Composition type :

— fraction siliceuse	55 %
— argiles	24 %
— calcaire	21 %

Les boues siliceuses et silico-argileuses.

Les boues siliceuses forment soit une transition entre sablons siliceux et faciès argileux comme dans la baie de Collo, soit une frange de part et d'autre du canyon du Filfilah. L'extension de cette frange est hypothétique et seul un échantillonnage complémentaire pourrait en préciser les limites. La seule différence essentielle entre boues siliceuses et boues silico-argileuses est que, dans le cas des premières, la teneur en fraction siliceuse dépasse 67 %. Il n'y a pas de différence de nature.

Les boues silico-argileuses, de couleur gris-foncé à noire, ont, de Collo au cap de Fer, une composition assez homogène. La fraction arénitique est très peu importante parfois même inexistante. On y trouve en général quelques coquilles, des débris de Bryozoaires et quelques Foraminifères (*Miliolidæ* et *Rotalidæ*) et un feutrage de débris végétaux charbonneux. Ce feutrage existe aussi dans la partie aleuritique dont l'essentiel est du quartz auquel se joignent, parfois en abondance, des lamelles de biotite plus ou moins chloritisées. Le mica est de plus en plus abondant lorsqu'on se rapproche des sablons du talus littoral. Les Foraminifères, identiques à ceux des boues argilo-siliceuses, sont peu fréquents et — avec quelques débris d'Oursins fouisseurs — représentent la majeure partie du calcaire sablo-aleuritique. Les spicules d'Eponges sont présents dans tous les échantillons.

c) Les sédiments argileux.

Ils sont surtout représentés dans cette région par un type de sédiments dominants : les boues argilo-siliceuses. Les boues argilo-calcaires semblent localisées aux abords ouest de la seiche de Toukoush.

Les boues argilo-siliceuses.

Au droit de la seicbe du cap Toukoush, ces boues de couleur gris-clair à gris-foncé, contiennent des éléments bio-détritiques qu'on rencontre dans les vases calcaires et les boues argilo-calcaires : Foraminifères, coquilles et Ostracodes. Cependant, les quartz et, dans une certaine mesure, les spicules d'Eponges, sont plus abondants.

Source : MNHN, Paris

L'échantillon n° 322, situé au pied du premier rebord du plateau continental ouest, est très particulier. Sa composition le place à la limite des boues argilo-siliceuses et silico-argileuses :

— fraction siliceuse ..... 41 %
— argiles ..... 42 %
— calcaire ..... 17 %

Mais il représente en fait un sédiment totalement différent. Il est comparable aux vases silico-argileuses du large (au droit de la seiche de Filfilah) quant à la composition de sa partie sablo-aleuritique calcaire et siliceuse. En effet, à côté des Foraminifères actuels, habituels, sans remplissage d'aucune sorte, **on trouve de nombreux moules internes glauconieux de Foraminifères, plus ou moins oxydés en surface, accompagnés par des débris calcaires « fauves »** parmi lesquels on note la présence d'*Elphidium crispum* et de *Ammonia beccarii*, très usés. Le quartz se trouve sous forme de grains anguleux, tachés ou veinés d'oxyde de fer.

Glauconie remaniée, sablon calcaire « *fauve* » et quartz rubéfiés sont inattendus dans un tel sédiment. Ceci est probablement à mettre en relation avec la position géographique particulière de l'échantillon prélevé et le fait qu'il se situe dans le prolongement d'une bande à sédimentation « *atypique* » qui semble longer le premier rebord du plateau.

Ce qui caractérise les boues argilo-siliceuses, hormis le cas précédent, c'est d'avoir une fraction arénitique très peu importante, composée de Foraminifères : *Orbulina, Globigerina, Robulus, Uvigerina, Cassidulina, Lagenadosaria, Miliolidæ*, etc., et de rares débris de coquilles et d'Ostracodes. La partie aleuritique grossière (entre 25 et 100 μ), importante, contient essentiellement du quartz, rarement beaucoup de micas, des formes juvéniles de Foraminifères, et des spicules d'Éponges.

En résumé, les sédimentations siliceuses et argileuses se partagent les rôles dans la formation des dépôts actuels du plateau continental de la région de Philippeville. La part qui est attribuable à l'apport détritique terrigène dans les sédiments siliceux est, de très loin, la plus importante (de 80 à 95 %). Dans certaines boues et vases siliceuses, les micas et plus particulièrement la biotite, forment parfois près de 40 % de la fraction sablo-aleuritique. Les micas en très fines lamelles (30 à 150 μ) sont fréquemment incorporés dans un feutrage de fibres végétales rouies. Par ailleurs, la sédimentation calcaire, bien que réduite, est du même type que dans la région de Bône-Tabarca.

2 — CONSTITUTION DES PHASES MINÉRALES MAJEURES.

a) Le calcaire.

Dans les sables et graviers.

Comme à Bône, le calcaire de ces sédiments est biogène et même biodétritique. Les Algues et les Bryozoaires sont les principaux organismes constructeurs. Les Coelentérés ne jouent un rôle important que sur le plateau du massif du cap de Fer.

A titre d'exemple voici la composition d'un gravier de la seiche de Toukoush mettant en évidence la contribution des principaux groupes : ex. : n° 427.

— Algues calcaires ..... 54 %
— Bryozoaires ..... 17 %
— Lamellibranches ..... 1 %
— Gastéropodes ..... 2 %
— Echinodermes ..... +
— Foraminifères ..... +
— Débris bioclastiques ..... 7 %

Source : MNHN, Paris

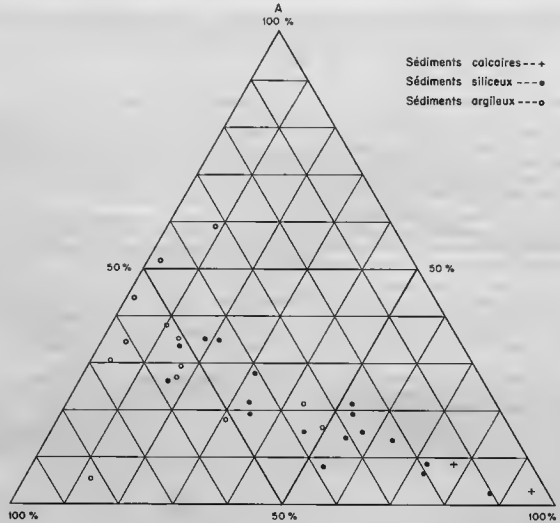


FIG. 24. — Points représentatifs de la répartition granulométrique du calcaire dans quelques sédiments pélitiques du golfe de Philippeville.
(A) = fraction pélitique du sédiment, (B) = fraction aleuritique fine ($2\,\mu < \varnothing < 25\,\mu$), (C) = fraction aleuritique grossière et fraction arénitique ($\varnothing \geqslant 25\,\mu$).

Dans les sédiments pélitiques (fig. 24, tableau 11).

L'un des diagrammes de la figure 23 montre que beaucoup d'échantillons contiennent de 10 à 20 % de calcaire, d'autres moins de 10 %. Par ailleurs (figure 24), on constate que le calcaire des sédiments calcaires appartient (comme à Bône) à la fraction arénitique et aleuritique grossière. Il se présente sous forme de débris d'Algues, de Bryozoaires et de coquilles de Lamellibranches dans les vases calcaires alors que Foraminifères d'abord et Bryozoaires ensuite dominent dans les vases calcaréo-argileuses. Par contre, dans les sédiments argileux, le calcaire de la même fraction ne représente jamais plus de 50 % et souvent moins de 10 % du calcaire total. Il s'agit le plus fréquemment de Foraminifères : *Globigerinidæ*, *Cassidulinidæ*, de Lamellibranches (rares), de débris de Bryozoaires et d'Ostracodes. Les sédiments pélitiques siliceux montrent à cet égard une composition assez différente puisque leur fraction grossière peut constituer de 90 à 95 % du calcaire total, lequel est formé essentiellement par de petites coquilles de Lamellibranches, des débris de squelettes et de radioles d'Oursins fouisseurs.

Dans tous ces sédiments, à deux exceptions près, le calcaire pélitique est relativement peu abondant par rapport au calcaire aleuritique fin (tableau 11). La composition de ce dernier, étudiée au

Source : MNHN, Paris

TABLEAU II

Composition du calcaire dans quelques sédiments pélitiques de la Région du Golfe de Philippeville.

Teneurs en calcaire (Calcimétrie)	Vase calcaréo-argileuse Nord Seiche de Filfilah n° 401	Boue argilo-siliceuse Près du rebord continental n° 400	Boue argilo-siliceuse du large n° 321	Vase silico-argileuse du plateau n° 414
Total	43,1 %	20 %	17 %	14 %
Arénitique	77	46	4	73
Aleuritique fin	15	37	62	19
Pélitique	8	17	34	8
Teneurs en organismes (estimation)				
Foraminifères	45 %	40 %	(+ Ostracodes) 4 %	20 %
Bryozoaires	30	—	—	—
Coccolithes	5	15	30	1
Coquilles	—	—	—	50
Débris divers	10	25	30	20
Calcaire microgranulaire	10	20	36	10

microscope électronique, varie suivant la position géographique des sédiments. En effet, dans les boues qui recouvrent le premier rebord continental et le méplat qui lui fait suite au delà de 200 m, on a estimé à 15 % minimum et 40 % maximum l'importance relative des Coccolithes alors que partout ailleurs sur le plateau continental le calcaire des Coccolithes semble inférieur à 10 %. Le reste est sous forme de microgranules parmi lesquelles apparaissent parfois de très rares rhomboèdres.

Le calcaire des sables et sablons siliceux.

Dans les sables et sablons siliceux du Guerbès et de la plage Jeanne d'Arc de même que dans les vases silico-argileuses de la baie du Fetzara, on trouve des débris d'Algues calcaires roulés, à surface polie, colorés par de l'hydroxyde de fer, des débris de coquilles et de radioles d'Oursins. On rencontre en outre, fréquemment, dans les sables des avant-plages, des *Globigerinidæ*, *Bulimidæ*, *Cassidulinidæ*, calcifiés ou glauconieux. Comme à Bône, il s'agit là d'un calcaire non actuel ayant très probablement subi un important remaniement.

Le calcaire des « sables fauves ».

Il est tout à fait comparable au calcaire des sables et sablons siliceux car il est formé par les mêmes éléments. Rappelons que les débris d'Algues, de coquilles, les Foraminifères calcifiés ou remplis de gœthite qui le composent se trouvent en abondance aux abords sud de la seiche de Filfilah (n° 405), dans les vases et boues du Nord (n^{os} 401, 399 et 322).

b) LA SILICE ET LA FRACTION SILICEUSE.

Dans les sables et sablons siliceux.

1) Composition minéralogique.

Dans le secteur du massif du cap de Fer.

Les sables sont relativement peu quartzeux : 30 à 40 %. Le quartz revêt ici plusieurs habitus. On le rencontre très fréquemment en phénocristaux (plusieurs mm), automorphes, bipyramidaux (pyra-

Source : MNHN, Paris

mides accolées par leur base) qui parfois sont limpides et méritent l'appellation de cristal de roche. Le plus souvent, ces cristaux de quartz automorphes ont leurs faces cristallines dépolies et montrent des vacuoles de corrosion (*). Il existe en plus grande quantité sous forme de fragments de ces cristaux, en éclats très limpides (**). Ce quartz est accompagné de feldspaths parmi lesquels de rares cristaux maclés d'orthose sont reconnaissables. La biotite est le plus souvent sous forme de plaquettes épaisses et hexagonales. On la trouve encore en lamelles plus fines et flexueuses. Ces minéraux sont les constituants majeurs de ces sables.

Les minéraux accessoires les plus fréquents sont par ordre d'abondance :

— un pyroxène monoclinique peu riche en fer proche du diopside;
— des tourmalines claires et foncées; ces dernières se présentent rarement en prismes hexagonaux mais le plus souvent en agrégats plus ou moins aciculaires;
— la magnétite, l'ilménite et la pyrite;
— l'apatite localement très abondante;
— l'hypersthène qui est rare;
— le grenat, l'épidote, la rutile et le zircon, très rares.

Quartz, feldspath et micas automorphes d'une part, diopside-augite d'autre part témoignent de l'influence conjointe dans la formation de ces sables de deux ensembles de roches ignées, l'un acide, microgranitique, l'autre plus basique, andésique, ensembles qui forment l'essentiel du massif du cap de Fer.

Le secteur du Guerbès.

La composition moyenne des sables de la grande plage du Guerbès est résumée dans le tableau 12 établi à partir de l'étude détaillée d'un échantillon type (n° 97). Ces sables dont la teneur en minéraux lourds varie de 1 à 2 % sont riches en espèces diverses puisqu'on en dénombre plus d'une vingtaine. Ils sont peu différents des sables de Bône. En effet, le groupe des silicates de métamorphisme est bien représenté quoique la staurotide et le grenat ne soient pas dominants au bénéfice de l'épidote. La tourmaline est toujours abondante et se présente sous diverses variétés :

— brune;
— jaune paille;
— incolore;
— bleue à vert-pâle;
— bicolore (coloration zonale transversalement au prisme);
— en sphérules fibro-radiées.

Par ailleurs on note l'apparition de minéraux rares ou accidentels comme la monazite, le corindon et l'anatase. L'ilménite est abondante de même que les pyroxènes : diopside-augite. L'amphibole la plus fréquente est la bornblende verte. La magnétite se présente ici souvent en octaèdre.

Le secteur de la grande plage de Jeanne d'Arc.

On y trouve (tableau 13) un sable plus quartzeux que le précédent où le quartz comme dans le Guerbès est, en général, en grains limpides et très polis. Si la teneur en minéraux lourds est très voisine de celle des sables du Guerbès (1 à 1,5 %), l'importance relative des différentes espèces n'est plus la même. Les 3/4 de ces minéraux lourds sont des oxydes de fer parmi lesquels on observe de l'hématite spéculaire. Les fragments de roches d'origine diverse sont abondants, alors que les pyroxènes monocliniques passent dans le groupe des minéraux rares ou accidentels. Notons que la topaze réapparaît (v. n° 33 à Bône). En définitive ces sables sont pauvres en espèces minérales.

(*) Le dépoli de ces surfaces n'est pas le fait d'une éolisation mais, comme le montre J. Hilly (1957), est imputable à une pellicule de microcristaux de quartz en contact directement ou non avec le phénocristal dans la roche mère. J. Hilly écrit à ce sujet : « *Les microcristaux sont largement soudés aux phénocristaux dont la zone périphérique prend de ce fait un aspect spongieux* ». Cet aspect spongieux vu en lame mince se traduit par une surface dépolie lorsqu'on observe la surface du cristal entier.

(**) Ces fragments de cristaux n'ont probablement pas pour origine un concassage des cristaux au niveau de l'estran pendant les périodes actuelles ou récentes. Leur origine est à rechercher dans les brèches microgranitiques du massif du cap de Fer décrites par J. Hilly où la fragmentation est intervenue pendant que s'exerçaient les actions mécaniques engendrant ces formations bréchiques.

Source : MNHN, Paris

TABLEAU 12

Composition moyenne des sables et sablons siliceux de la plage du Guerbes.
(ex. : n° P. 57)
(estimation de l'importance pondérale relative des espèces minérales).

Constituants majeurs (≥ 98 %)	Dominants		Secondaires
	Quartz (≥ 75 %)		Débris de tests calcaires
Constituants mineurs	Fréquents	Peu fréquents	Rares
	5 à 25 % Ilménite Tourmaline Epidote.	1 à 5 % Oxydes de fer paramagnétiques ≃ 1 % Apatite Pyroxène monocliniques Grenat Staurotide Disthène.	< 1 % Andalousite Sillimanite Amphiboles monocliniques Magnétite Rutile Anatase Leucoxène Spinelles Corindon Monazite Zircon Sphène Chlorite Biotite Feldspaths Fragments de roches

Les sablons des baies de Stora et du Fetzara.

Ces sablons gris, très fins, ont une composition nettement différente des sables de Jeanne d'Arc et du Guerbès. Tout d'abord, ils sont moins riches en quartz (40 %) et contiennent beaucoup de débris de calcaires fins. En outre, ils renferment parfois jusqu'à 30 % de micas : biotite, biotite chloritisée, chlorite, muscovite. Viennent ensuite, les oxydes de fer paramagnétiques : limonite, goethite, hématite et épigénies ferrugineuses. Le rutile et le zircon sont assez abondants. Enfin, la magnétite, l'ilménite, la hornblende verte, la tourmaline, le grenat sont représentés mais en beaucoup moins grande quantité que dans les plages précédentes. La concentration de micas est à mettre en relation avec les apports solides des principaux oueds et la dynamique des eaux des deux baies.

Les sables des côtes élevées de l'Ouest.

Du cap d'Akmès aux abords du Ras Frao, les sables des criques sont à nouveau différents des précédents : le quartz est à l'état natif, en débris de cristaux très aigus. Les feldspaths, la biotite et la muscovite en lamelles très fines, les oxydes de fer, sont abondants. Il en est de même pour les débris de roches. Les minéraux lourds transparents sont très rares (teneur inférieure à 0,1 %). Citons : la tourmaline, la hornblende verte, le zircon, le rutile et le grenat.

Dès l'abord du Ras Frao (Ras Erded, n° 338 et 340), les sables, très quartzeux, sont beaucoup plus riches en espèces minérales. On retrouve en particulier le groupe complet des silicates de métamorphisme. Localement, sur la plage de Collo, on a pu observer des concentrations de staurotide qui rappellent les sables à gemmes de la baie de Bône. En outre, une nouvelle amphibole fait son appa-

Source : MNHN, Paris

TABLEAU 13

Composition moyenne des sables et sablons siliceux de la plage de Jeanne d'Arc.
(ex. : n° 106)
(estimation de l'importance pondérale relative des espèces minérales).

Constituants majeurs (> 98 %)	Dominants		Secondaires
	Quartz (> 75 %)		Débris de tests calcaires
	Fréquents	Peu fréquents	Rares
Constituants mineurs	50 à 75 % Oxydes de fer paramagnétiques	1 à 5 % Magnétite Tourmaline Epidote Fragments de roches.	< 1 % Grenat Disthène Staurotide Andalousite Pyroxènes monocliniques Amphiboles monocliniques Ilménite Rutile Leucoxène Monazite Zircon Topaze Glauconie Chlorite Biotite Calcite

rition : l'actinote. On note encore la présence d'espèces rares comme le corindon, la fluorine et la monazite.

Cette brève description de la composition minéralogique des formations sablonneuses montre à quel point les fluctuations peuvent être fréquentes au sein d'une même région géographique, fluctuations en relation étroite, semble-t-il, avec la nature des ensembles pétrographiques de l'arrière-pays.

2) La texture.

Si, en ce qui concerne la composition (donc la nature) de la frange littorale sablonneuse, on observe, à l'intérieur d'une même région, d'importantes fluctuations, qu'en est-il de la texture ?

L'analyse granulométrique des sables de la bordure du massif du cap de Fer montre que les plages du cap Toukousb sont formées par un sable grossier : $x^* = 700$ µ, Mo = 0,55 Φ. Dans le petit système sablonneux de la baie de Sidi Akkèchè, les sables sont plus fins (x^* compris entre 360 et 435 µ). L'estran, la plage et la dune ont une même population centrale qui se manifeste en granulométrie par un même Mode : 1,25 Φ. Il est curieux de constater que ce Mode caractérise aussi les systèmes sablonneux du cap Rose : plage du Grand Canier, de l'Épave (fig. 13, 14).

Les plages du cap de Fer (s. l.) ont une texture plus complexe, plus variée et on peut passer en quelques mètres d'un sable fin ($x^* = 250$ µ) à un sable moyen ($x^* = 470$ µ). Tout s'ordonne à nouveau dès que l'on atteint la grande plage du Guerbès (mise à part sa corne ouest) dont le sable est fin, $x^* = 200$-250 µ. Il est localement plus grossier à proximité des formations consolidées du Quaternaire ou encore accidentellement sur le premier crêt de plage en haut de l'estran. Là encore le Mode, égal à 2,25 Φ (ex. : P. 95, P. 96, P. 97), est identique à celui obtenu à partir de l'analyse des dunes

Source : MNHN, Paris

blanches et rouges de la baie de Bône (ex. : P. 40, P. 41). C'est le même que l'on retrouve sur l'estran de la plage de Collo pour un diamètre moyen de 217 µ (fig. 25).

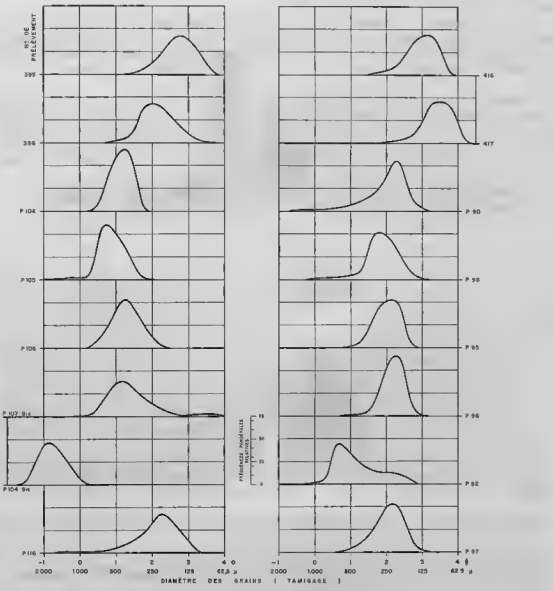


FIG. 25. — Courbes granulométriques de quelques sables et sablons siliceux de la bordure littorale du golfe de Philippeville.

Sables de l'avant-plage : n° 395, 396, 416, 417;
Sables de plage : n° P. 92, P. 96 (concentration de minéraux lourds), P. 95 (embouchure de l'oued El Kébir), P. 98;
Sables de l'estran : n° P. 104, P. 104 bis, P. 90;
Sables de dune : n° P. 97, P. 106, P. 116.
(Pour la localisation, cf. cartes en annexe).

Les sables de la plage de Jeanne d'Arc sont plus grossiers : $360 \leqslant x \leqslant 450$ µ. Curieusement, on constate une nouvelle fois que la population centrale des dunes blanches et rouges, au contact des formations quaternaires, définie par le Mode : Mo = 1,25 Φ (P. 105, P. 106, P. 107, fig. 25) existe aussi dans des sables d'autres plages comme celles de Sidi Akkécbé et du cap Rose. Hormis la baie de Collo, les sables des petites plages des côtes élevées de l'Ouest comme celles de la pointe Esrah et du Ras Bibi sont grossiers; leur diamètre moyen peut atteindre 1 800 µ (ex. : P. 104 b, fig. 25). Par ailleurs les courbes de distribution de fréquences obtenues à partir de leur granulométrie sont presque toujours multimodales.

Source : MNHN, Paris

Dans le prolongement de ces formations à sables fins ou grossiers, les avant-plages et plus particulièrement celles de la baie de Stora et du Fetzara sont constituées de sablons dont le diamètre moyen est compris entre 95 et 200 μ (fig. 25).

En ce qui concerne la morphologie des courbes granulométriques et les variations le long des profils, les remarques faites à propos des sables de Bône sont grosso modo valables pour ceux de la baie de Collo, et des plages de Jeanne d'Arc et du Guerbès. L'ajustement à la loi log-normale est un peu moins bon sauf pour les sables des dunes et quelques prélèvements de plage.

L'examen de l'état d'usure de quelques minéraux n'a été effectué que pour les sables des deux systèmes meubles les plus développés : la plage du Guerbès et de Jeanne d'Arc. Les quartz de Jeanne d'Arc semblent plus usés que ceux de Guerbès; dans les deux cas, de toute façon, l'abrasion subie par les grains a été importante. A cet égard, les autres minéraux étudiés (fig. 26) ont donné des résultats pour le moins divergents. Dans les sables du Guerbès, ces minéraux se divisent en trois groupes :

1) très usé : tourmaline et zircon;
2) moyennement usé : disthène, épidote, staurotide, apatite;
3) non usé : grenat et diopside-augite.

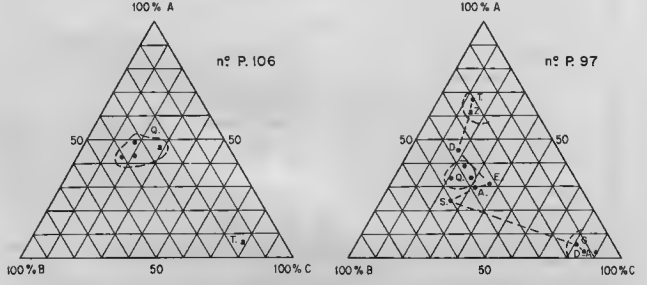


FIG. 26. — Diagrammes avec points représentatifs de l'usure et de l'altération des formes de quelques minéraux des sables de la bordure littorale du golfe de Philippeville.

(A) = arrondis à très arrondis, (B) = subarrondis à subanguleux, (C) = anguleux à très anguleux (natifs). Pour les valeurs numériques correspondantes, cf. le chapitre I.
(Q) = quartz, (T) = tourmaline, (Z) = zircon, (D) = disthène, (E) = épidote, (A) = andalousite, (S) = staurotide, (G) = grenat, (D-A) = diopside-augite.

L'état d'usure du deuxième groupe est comparable à celui du quartz. Pour les sables de Jeanne d'Arc, les faibles teneurs en espèces intéressantes ne nous ont pas permis d'isoler les 150 à 200 grains nécessaires à nos mesures, sauf pour la tourmaline qui donne un résultat totalement opposé à celui enregistré pour le Guerbès (fig. 26).

Les différences déjà notées entre la nature et la texture de ces deux unités sablonneuses ne font donc que s'accentuer.

L'examen de l'état de surface des grains non natifs, c'est-à-dire de ceux qui ont subi une perte de matière, montre que les cas types, limites : — grains totalement dépolis, mats — totalement polis, luisants, sont très peu fréquents. L'observation au microscope électronique fait apparaître une infinité de cas intermédiaires où l'on voit progressivement disparaître le saillant des aspérités (surface mate) tandis que persistent les formes en creux (pl. 15 et 16). Ceci se traduit dans l'observation optique par un aspect « *picoté* ». Ces états de surface « *intermédiaires* » des grains de quartz existent partout où la frange littorale sablonneuse est pourvue d'un système dunaire bien développé, aussi bien à Bône,

Source : MNHN, Paris

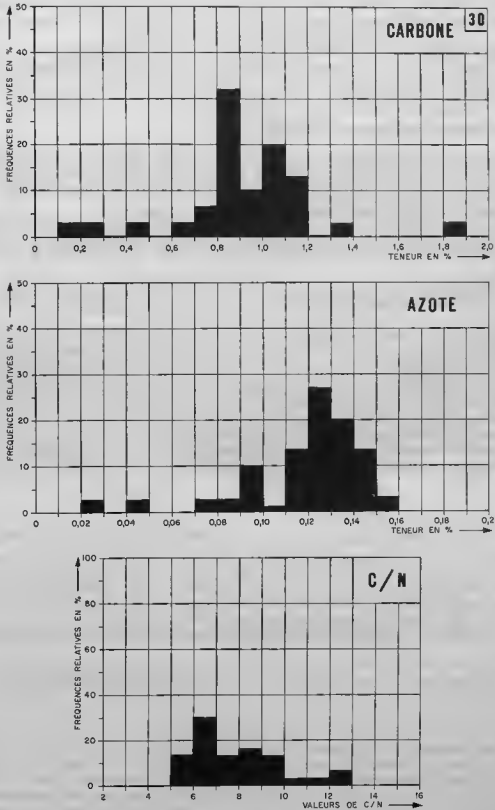


FIG. 27. — Distributions de fréquences des teneurs en azote et carbone organique et des valeurs de C/N de quelques sédiments pélitiques du golfe de Philippeville.

Source : MNHN, Paris

comme nous l'avons déjà signalé, qu'à Philippeville. Ils sont cependant tout particulièrement bien développés dans la plage de Jeanne d'Arc dont l'analyse à cet égard a donné les résultats suivants :

grains à surface mate	grains à surface polie (*"luisante"*)	grains à surface picotée (*"luisante"* ou non)
5 %	15 %	80 %

La fraction siliceuse des sédiments pélitiques.

Comme le montre le diagramme de la figure 23, cette fraction siliceuse est particulièrement abondante dans les sédiments pélitiques de la région de Philippeville. En effet, 40 % de notre échantillonnage est formé par cette fraction dans des proportions allant de 40 à 50 %. Dans presque 20 % des cas cette teneur est comprise entre 50 et 60 %.

L'importance de cette fraction traduit l'intensité des apports détritiques car elle est surtout formée par du quartz et des débris de roches. Elle contient aussi, au moins dans les boues et les vases du plateau continental, une importante quantité de micas : biotite, biotite chloritisée, chlorites et même muscovite. On y trouve encore mais en faible quantité cette fois, des minéraux comme le zircon, la tourmaline, le rutile.

Mais, de même qu'à Bône, cette fraction siliceuse ne se compose pas exclusivement de produits détritiques terrigènes, elle contient aussi de la silice biogène sous forme de spicules d'Eponges dont la proportion est difficile à établir. Nous l'avons estimée, en première approximation, à 10 % au maximum.

Un cas spécial mérite une attention particulière : ce sont les vases silico-argileuses du large où la fraction sablonneuse constitue 55 % du sédiment. La quasi-totalité est du quartz dont beaucoup de grains sont arrondis ou subarrondis à surface polie (luisante) ; d'autres sont partiellement anguleux mais procèdent certainement de la cassure de grains plus gros. Ce sablon quartzeux renferme un cortège de minéraux à tourmaline et silicates de métamorphisme tout à fait semblable à celui des sables du Gnerbès. On a vu précédemment que le calcaire de ce sédiment était sous forme d'un « *sable fauve* » à *Foraminifères glauconieux*, limonitisés ou calcifiés. Lorsqu'on constate, en outre, que contrairement à la plupart des autres sédiments pélitiques, les micas font pratiquement défaut, on est amené à s'intéresser tout particulièrement à un tel sédiment et, compte tenu de sa situation géographique, à lui conférer une importante signification paléogéographique.

c) Les argiles.

L'analyse des minéraux des argiles (exemples de résultats dans le tableau 14) met en évidence la prépondérance d'une espèce : l'illite, déjà constatée dans la région de Bône - La Galite. Toutefois, c'est l'association « *illite ouverte* » - kaolinite (I ≫ K) qui caractérise la région de Philippeville. La **montmorillonite** a été décelée sur la « *seiche de Toukoush* », mais elle n'apparaît plus sur son rebord, 250 mètres plus bas. Des études ultérieures plus fines seraient nécessaires pour confirmer la présence de ce minéral à cet endroit, présence plausible du fait de la proximité d'un ensemble de roches éruptives et effusives.

L'existence de chlorite est très vraisemblable. Cette espèce se trouve dans beaucoup de roches de l'arrière-pays et peut aussi provenir de l'altération de minéraux comme la biotite, en milieu aérien ou marin.

En résumé, par rapport à la région adjacente déjà étudiée le calcaire n'est plus le matériau principal de la couverture sédimentaire. Le peu qu'il y en ait, cependant, est de même nature qu'auparavant : — Algues, Bryozoaires, coquilles de Lamellibranches pour les sédiments grossiers — Foraminifères et mouture de débris calcaires pour les sédiments plus fins. Le calcaire pélitique est beaucoup moins abondant qu'à Bône de même que les Coccolithes. On ne retrouve qu'une faible quantité de « *calcaire fauve* » dans les dépôts marins alors qu'il forme en moyenne 20 % des sables siliceux de la frange littorale.

Source : MNHN, Paris

TABLEAU 14

Quelques exemples de la composition des argiles dans les sédiments pélitiques du golfe de Philippeville
(Les pourcentages relatifs de diverses espèces sont indicatifs à 10 % près)
+ Quartz présent.

Nos	Quartz	Illite	Kaolinite	Montmorillonite	Chlorites
315	+	70 (ouverte)	30	—	—
316	+	70 »	30	—	—
319	+	70 »	30	—	—
321	+	70 »	20	—	10
322	+	70 »	30	—	—
329	+	75 »	25	—	?
337	+	70 »	30	—	—
342	+	75 »	25	—	—
398	+	70 »	20	—	10
422	+	70 »	30	—	—
424	+	60 »	10	10	20

Les formations arénitiques siliceuses sont importantes, comme à Bône. Celles du massif du cap de Fer sont pratiquement identiques à une arène microgranitique avec apport de matière issue de roches plus basiques. Sauf dans la baie de Sidi Akkéché, ces sables sont peu évolués. Le système sablonneux du Guerbès est riche en minéraux accessoires des roches, celui de Jeanne d'Arc est beaucoup plus pauvre, mais aussi plus quartzeux. Les sables y sont très évolués. Le fond des baies de Stora et du Fetzara est tapissé par un sablon de nature assez différente, caractérisé par sa teneur en micas.

On retrouve d'ailleurs ce mica en plus ou moins grande quantité dans la fraction siliceuse des sédiments pélitiques. Cette « phase » à quartz et débris de roches avec la phase argileuse à illite et kaolinite détermine la nature des boues et des vases du plateau et du rebord continental du golfe de Philippeville. **Dans cette région, la sédimentation est surtout à caractère détritique terrigène.**

3 — APERÇU SUR QUELQUES CONSTITUANTS MINEURS DES SÉDIMENTS PÉLITIQUES.

a) LA MATIÈRE ORGANIQUE.

La moyenne régionale des teneurs en carbone organique est de 0,88 % auxquels correspondent 0,115 % pour l'azote. Ces valeurs sont nettement plus élevées que celles obtenues dans la région de Bône-La Galite.

La distribution de fréquences relatives de ces valeurs (fig. 27) indique que la quantité de matière organique contenue dans les différents types de sédiments est très variable : de 0,1 à 1,9 % pour C, de 0,02 à 0,160 % pour N. Par ailleurs la distribution des teneurs en carbone est du type bimodal puisqu'elle montre deux maxima de 0,8 à 0,9 % et de 1 à 1,1 %. A ceci correspond une dispersion relative des teneurs en azote par rapport à une série centrale : de 0,12 à 0,13 %. Il s'ensuit une forte dispersion de C/N : 5 à 13 et une corrélation entre C et N plutôt moyenne : $\rho' = 0{,}71$ (fig. 28).

Cette valeur de ρ' signifie grosso modo que dans seulement 50 % des cas environ, C et N sont probablement liés par une relation de la forme $y = ax$. Etant donné notre faible échantillonnage (30), il existe une chance sur 100 pour qu'une valeur de ρ' due au hasard dépasse 0,46 environ. Il est donc vraisemblable que la corrélation obtenue, bien que faible, soit significative.

La cause de cette corrélation assez peu satisfaisante est à rechercher dans une fluctuation de la composition de la matière organique au sein du sédiment. Nous avons constaté à cet égard que les

Source : MNHN, Paris

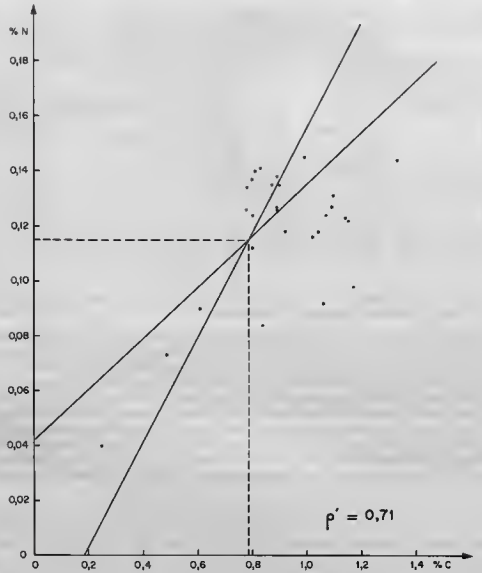


FIG. 28. — Relation entre l'azote et le carbone organique de quelques sédiments pélitiques du golfe de Philippeville. Droites d'estimation linéaire et coefficient de corrélation.

teneurs en C comprises entre 0,8 et 0,9 % ou légèrement inférieures étaient propres aux sédiments du large, déposés au niveau du rebord ou au delà, alors que celles comprises entre 1 et 1,1 % ou supérieures caractérisaient les sédiments du plateau qui passent latéralement à des sablons. Or, on a noté la présence, dans ces sédiments (vases et boues silico-argileuses), d'un important feutrage de fibres végétales ronies, détritiques. Il est alors évident que cette matière organique, très riche en carbone ou C/N peut être supérieur à 15, augmente la teneur en C des boues aussi bien en valeur absolue que par rapport à l'azote. Les valeurs obtenues à partir de ces sédiments côtiers où C/N est anormalement élevé, s'inscrivent en faux lorsqu'on tente une corrélation régionale.

En fait, la corrélation n'est vraiment significative que pour les sédiments profonds où la composition de la matière organique doit être en équilibre avec le milieu, ce qui n'est pas le cas pour les sédiments côtiers dans lesquels les détritus végétaux n'ont pas encore été dégradés. A ce sujet, nous avons fréquemment observé qu'en dehors des poussières de charbons de bois provenant d'incendies de forêt, beaucoup de débris végétaux étaient de couleur brune très foncée à noire. Ce fait ne peut que traduire un enrichissement en carbone et un appauvrissement concomitant en d'autres substances (azote ?). Est-ce le début d'une forme d'assimilation par le sédiment ?

Source : MNHN, Paris

b) Les sulfures.

La recherche des monosulfures aussi bien que de la pyrite s'est avérée partout négative excepté à l'entrée de la baie de Collo. En effet, dans les bones siliceuses et silico-argileuses qui font suite à la bordure littorale sablonneuse, on a trouvé du soufre de pyrite dans une proportion de l'ordre de 4×10^{-2} %. Il ne fait aucun doute que la pyrite ainsi décelée soit détritique et non authigène. Il en existe dans les sablons de la baie de Collo.

La région de Philippeville a donc une couverture sédimentaire pratiquement dépourvue de sulfure néogène.

c) Le fer et les « complexes ferrugineux ».

Le fer facilement soluble (HCl étendu) extrait des différents sédiments, représente en moyenne 3 à 4 % de l'échantillon total brut et sec, ce qui est important. Ce pourcentage s'abaisse nettement en dessous de 3 (entre 1 et 1,5) lorsque les phases calcaires ou siliceuses sont nettement dominantes. Par contre, dans les sédiments très argileux la quantité de fer extrait peut dépasser 4 %. Cependant, à teneur en argile égale, il y a 1 % de fer en plus dans les sédiments du golfe de Philippeville comparés à ceux de Bône.

Près de 80 % de ce fer se trouve sous forme oxydée et l'*indice rédox* (fig. 29) est élevé : supérieur à 3. Nous avons constaté qu'à des teneurs maximales de 4 à 5 % correspondait, dans le sédiment, une concentration de mica biotite. Il est donc probable que la teneur moyenne élevée en fer soluble enregistrée pour les sédiments de la région de Philippeville soit en partie imputable à la biotite encore qu'une autre possibilité soit aussi à envisager. On observe en effet qu'un certain nombre de fines lamelles de biotite sont plus ou moins chloritisées. Si cette altération a bien lieu au sein du sédiment ce qui est vraisemblable, le fer exsudé par la biotite au cours de sa transformation en chlorite peut contribuer d'une façon notable à l'enrichissement du milieu sédimentaire.

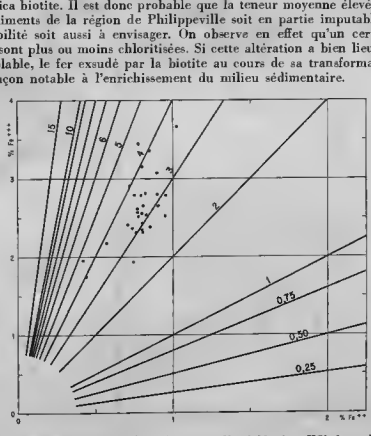
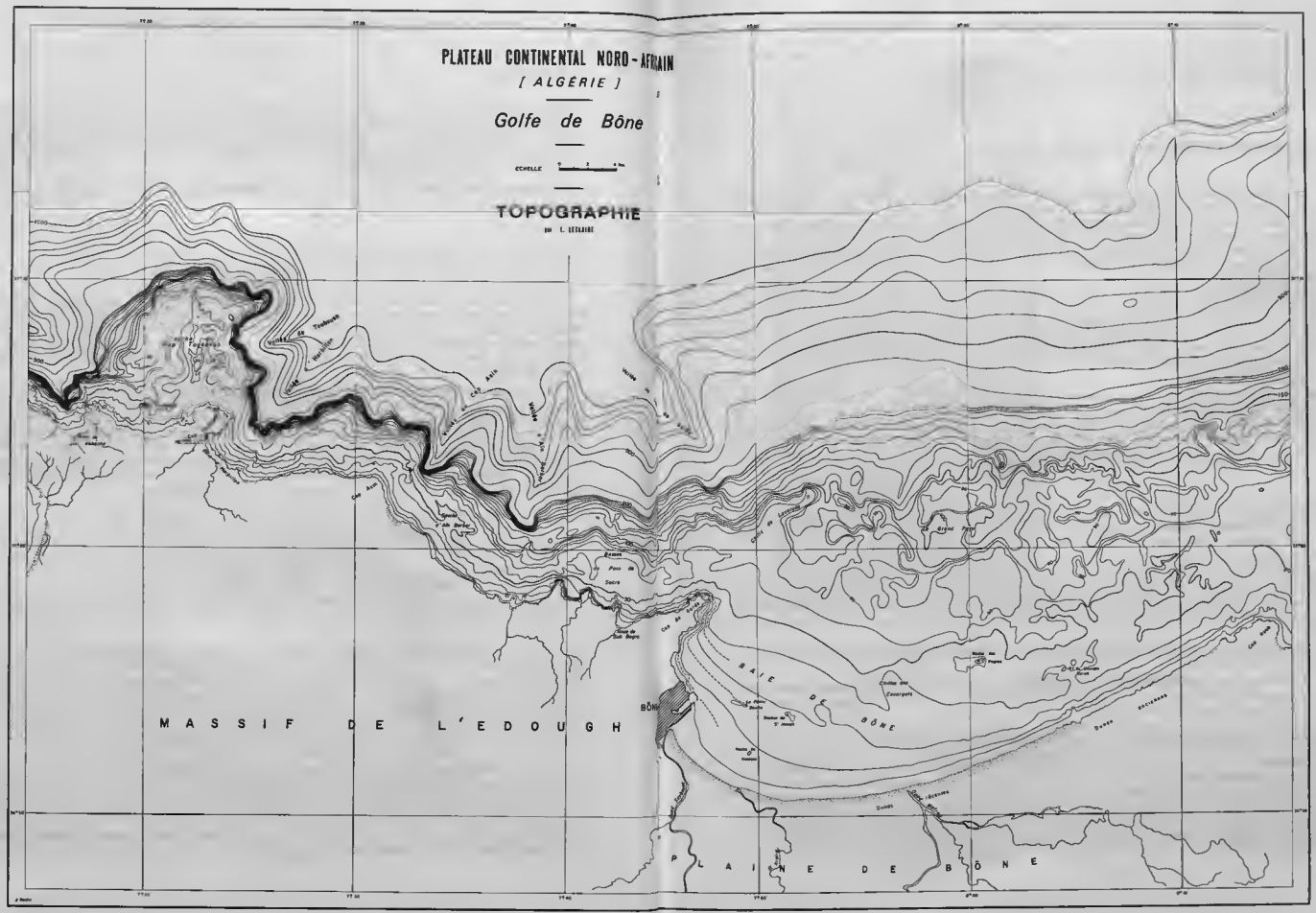


Fig. 29. — Points représentatifs des teneurs en fer réduit et oxydé soluble dans HCl de quelques sédiments pélitiques du golfe de Philippeville 1/2, (*indice rédox*).

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

Quant aux complexes ferrugineux en éléments figurés dans le sédiment, ils sont pratiquement inexistants dans cette région sauf dans les vases ou boues atypiques. Ils ne semblent pas, dans ces cas particuliers, dépendre de la sédimentation actuelle.

4 — QUELQUES INDICES SUR LA NATURE DU SUBSTRATUM.

Au niveau du bord sud de la « *seiche du cap Toukoush* » (arête médiane), un dragage par 35 mètres de fond a ramené plusieurs galets, plus ou moins encroûtés de 3 à 5 cm de diamètre. L'étude pétrographique sommaire de lames minces effectuées dans ces galets indique qu'il s'agit d'une **lave andésitique vacuolaire.** On y observe des phénocristaux automorphes de plagioclases zonés et de pyroxènes monocliniques (diopside-augite) noyés dans une pâte microlitique, fluidale, de plagioclases et de pyroxènes. Les microlites de plagioclases sont squelettiques et fortement aplatis suivant un plan parallèle à 010.

Cette roche à texture porphyrique dont la cassure fraîche de teinte sombre, verdâtre, montre les vacuoles, est tout à fait semblable aux laves des coulées andésitiques burdigaliennes du massif d'Herbillon - Sidi Akkéché décrites par **J. Hilly** (1957). Nous avons déjà signalé (chapitre II) que ces galets apportent un nouvel argument favorable à l'hypothèse de cet auteur qui interprète la seiche de Toukoush comme la partie principale, actuellement immergée, d'un « *vaste complexe volcanique* » dont les témoins émergés seraient les massifs d'Herbillon et de Sidi Akkéché.

Nous pensons en effet, qu'il n'y a pas si longtemps, l'arête médiane de la seiche était émergée alors que la mer ne devait battre qu'exceptionnellement la base (— 30, — 40 m) de l'actuel cap Toukoush. Les produits de démantèlement de cette partie émergée, roulés en galets, ont formé, dans cette hypothèse, une grève dont nous aurions ainsi prélevé quelques échantillons. On peut d'ailleurs envisager que les grèves de « *l'île Toukoush* » de l'époque et du cap Toukoush aient pu être réunies par un cordon littoral de galets formant isthme. Cette façon de voir expliquerait en partie l'aplanissement qui interrompt la ligne de hauteurs du cap Toukoush à la « *seiche* » du même nom.

Au terme de cette étude de la région de Philippeville, il apparaît que par rapport à celle de Bône, la **sédimentation calcaire,** bien que de même nature, **a considérablement régressé au bénéfice de la sédimentation détritique qu'elle soit siliceuse ou argileuse.**

En effet, les sédiments calcaires représentés surtout par le faciès sables et graviers à Algues et Bryozoaïres ne couvrent plus que 21,6 % de la surface du plateau continental contre 34,7 % aux sédiments argileux et 43,7 % aux sédiments siliceux (fig. 30). Parmi ces derniers, le faciès de plage révèle une composition variée : arènes granitiques peu évoluées aux abords du cap de Fer, sables à tourmaline et silicates de métamorphisme pour le Guerbès et Collo, à oxydes de fer pour la plage de Jeanne d'Arc.

Des analogies de nature et de texture ont été mises en évidence entre les sables de Collo-Guerbès et ceux du golfe de Bône.

Les sablons des avant-plages et surtout les sédiments pélitiques auxquels ils passent fréquemment sont micacés. Le mica biotite est, au même titre que le quartz, l'un des constituants importants des boues et vases du plateau continental.

Les **boues à illite et kaolinite** sont le seul faciès représentant les sédiments argileux. Elles couvrent plus de 35 % de la surface du plateau (s. l).

Quelques sédiments atypiques à quartz arrondis (« émoussés luisants »), à sablons calcaires « *fauves* », contenant des Foraminifères calcifiés ou remplis de gœthite voire de glauconie qu'on ne retrouve que dans les sables de la frange littorale, semblent jalonner le pied de la grande falaise que forme, en quelque sorte, le premier rebord continental. Ces dépôts, dans lesquels on rencontre — en surimposition — une biocénose actuelle, par leur composition et leur situation, posent de difficiles problèmes car ils n'ont rien de commun avec l'actuelle couverture sédimentaire. Ils constituent des indices comparables aux sables siliceux immergés par 70 m dans la baie de Bône.

Source : MNHN, Paris

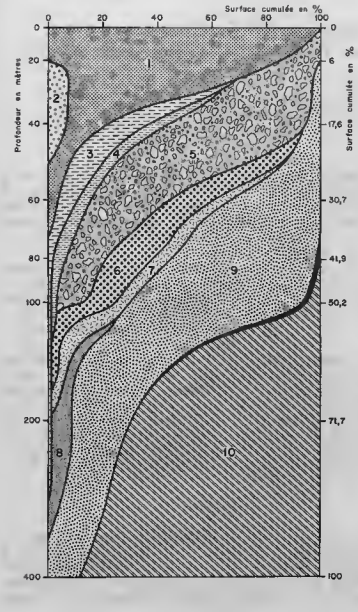


Fig. 30. — Diagramme illustrant la variation relative de la surface couverte par les principaux faciès en fonction de la profondeur dans le golfe de Philippeville. Les figurés utilisés pour la présentation des différents sédiments sont les mêmes que ceux de la carte correspondante.

1 — sables et sablons siliceux;
2 — graviers siliceux;
3 — vases silico-argileuses;
4 — vases silico-calcaires;
5 — sables et graviers calcaires;
6 — vases calcaires;
7 — vases calcaréo-argileuses;
8 — boues siliceuses;
9 — boues silico-argileuses;
10 — boues argilo-siliceuses.

III — LA RÉGION KABYLE (BOUGIE - DJIDJELLI)

Nous avons réuni l'étude de la baie de Djidjelli et du golfe de Bougie sous un même titre : la région kabyle, pour plusieurs raisons. Tout d'abord le plateau continental kabyle de Tigbzirt à Collo est très étroit en moyenne (voir chap. II). Néanmoins, il s'élargit un peu, précisément entre le môle granitique de Collo et la grande barre calcaire du cap Carbon. D'autre part, la couverture sédimentaire est essentiellement d'origine détritique de Bougie jusqu'à Collo. Elle devient calcaire et pelliculaire au niveau d'un secteur à hauts-fonds qui sépare le golfe de Bougie de la baie de Djidjelli. Pour l'homogénéité de notre étude, il nous a semblé préférable de considérer ces deux régions comme interdépendantes en ne suivant pas le découpage cartographique, artificiel de ce point de vue car il ne répond pas aux mêmes critères. Nous les avons donc rassemblées en une seule : la région sous-marine kabyle, aile occidentale de la province sous-marine constantinoise.

Source : MNHN, Paris

1 — DESCRIPTION ET RÉPARTITION DES PRINCIPAUX SÉDIMENTS.

(Voir cartes sédimentologiques de la baie de Djidjelli et du golfe de Bougie, nos IV et V).

a) Les sédiments calcaires.

Les sables et graviers.

Ce faciès si répandu à Bône est ici comme à Philippeville très localisé. On le rencontre sur la partie la plus septentrionale de la corniche du massif de Collo où il couvre une aire très réduite, sur la plateforme littorale de la Grande Kabylie où il jalonne la bordure rocheuse. Il n'acquiert une extension notable que sur le plateau de Djidjelli. Là, les sables et graviers calcaires relient le littoral rocheux aux zones élevées du plateau : banc des Kabyles et haut-fond de Djidjelli, écueil de la Salamandre.

Sur la corniche du cap Bougarouni, les sables et graviers calcaires ne sont ni purs ni typiques. Ils ne forment d'ailleurs pas une couverture continue mais s'accumulent ici et là dans les poches, les creux des éboulis de falaise du cap dégagés par la mer. Avec les débris lamellaires d'Algues calcaires encroûtantes, les coquilles de Lamellibranches et de Gastéropodes, les débris de Bryozoaires, se trouve aussi un gravier composé de débris de roches microgranitiques, de quartz et de feldspaths automorphes. Ces graviers calcarèo-siliceux tiennent parfois lieu de sol à d'importants herbiers.

Sur la plate-forme continentale de la Grande Kabylie, à l'Ouest de Bougie, le caractère très discontinu du recouvrement par les sables et graviers calcaires persiste. De nombreux fonds « *vifs* » (substratum à l'affleurement), patinés par les Algues calcaires encroûtantes, délimitent des placages de sédiments calcaires meubles dans lesquels on trouve, outre des Algues, d'abondants débris de Bryozoaires, de Lamellibranches, de Gastéropodes plus ou moins encroûtés. Toutefois, localement (nos 211, 215), ce « *sable blanc* » ne représente pas la moitié du sédiment total dont la plus grande part est constituée par des « *sables fauves* ». On y trouve les composants habituels : débris d'Algues lamellaires et usés, des concrétions, des Bryozoaires, des radioles d'Oursins, le tout imprégné d'hydroxyde de fer. Il s'ajoute à cela des Foraminifères remplis de gœthite (*Miliolidæ, Textulariidæ*).

Le plateau de Djidjelli.

Le dragage du flanc nord du banc des Kabyles a ramené un sable à **Bryozoaires** branchus très particulier. Certains de ces Bryozoaires sont encroûtés par d'autres ou par des Algues calcaires. Il s'y ajoute des Cœlentérés, de rares coquilles plus ou moins encroûtées et quelques concrétions algales.

Au sommet du banc et sur son flanc sud, le substratum rocheux à l'affleurement, plus ou moins enduit d'Algues calcaires, porte des herbiers et une biocénose à Cœlentérés, Bryozoaires et Gastéropodes.

On retrouve ces sables à Bryozoaires branchus ou foliacés à l'Est du haut-fond de Djidjelli. Ces sables non remaniés ou « sables blancs » apparaissent nettement comme le fruit d'une biocénose actuelle ou très récente, sans mélange. Ils semblent localisés dans les parages du banc des Kabyles et dans la dépression qui le sépare du haut-fond de Djidjelli. Partout ailleurs, l'origine des sables et graviers calcaires est beaucoup plus complexe car il y a très probablement mélange entre une biocénose actuelle et une thanatocénose ancienne. Ainsi les abords sud-ouest de l'écueil de la Salamandre sont recouverts soit par un « *sable fauve* » typique avec traces de glauconie soit par un mélange en parties égales de « *sables blancs* » et « *fauves* ». Dans ces derniers on trouve toujours des débris d'Algues plus ou moins roulés, usés, polis (surface luisante) avec quelques débris de coquilles et de fragments de radioles d'Oursins imprégnés d'hydroxyde de fer. A cette phase calcaire s'ajoutent quelques grains de glauconie. Le reste de l'échantillon est un « *sable blanc* ». Il en est de même pour les abords du haut-fond de Djidjelli où d'ailleurs un nouveau problème se pose du fait de la présence dans le sable calcaire d'un cailloutis siliceux que nous étudierons en fin de paragraphe. Sur la bordure littorale rocheuse de Djidjelli, ces sables et graviers sont, en beaucoup d'endroits, couverts d'herbiers et de champs de Gorgones.

Source : MNHN, Paris

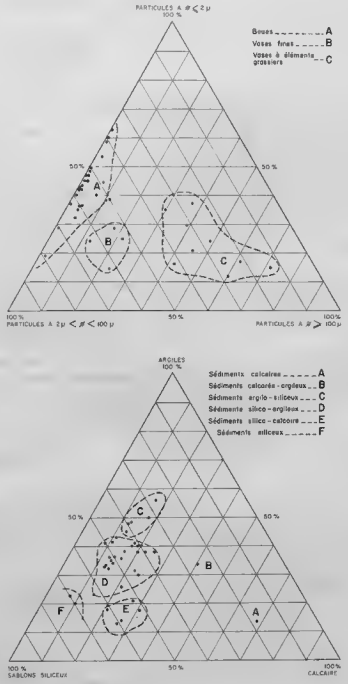


FIG. 31. — Points représentatifs de la granulométrie et de la composition de quelques sédiments pélitiques de la baie de Djidjelli.

Les vases calcaires.

Ce sédiment est rare dans cette région. Indépendamment de la phase argileuse, il se compose en général d'éléments arénitiques de même nature que dans les sables calcaires voisins, auxquels se joint une population de Foraminifères. En face de Collo, il contient aussi des minéraux comme la biotite, l'épidote, la chlorite et une amphibole.

Source : MNHN, Paris

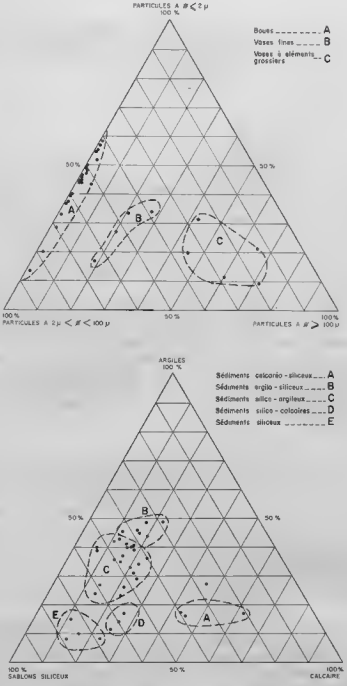


FIG. 32. — Points représentatifs de la granulométrie et de la composition de quelques sédiments pélitiques du golfe de Bougie.

Les vases calcaréo-argileuses.

Elles sont parfois assez difficiles à différencier des vases calcaréo-siliceuses car la composition de ces vases est très voisine. D'autre part ces deux sédiments peuvent passer brusquement de l'un à l'autre. Aussi, n'avons-nous figuré les vases calcaréo-argileuses sur nos cartes que là où elles étaient typiques. Sur la plate-forme de Djidjelli (par exemple), elles sont confondues avec les vases calcaréo-siliceuses.

Source : MNHN, Paris

Comme à Bône, ce sédiment lorsqu'il est typique se réduit à une vase à Foraminifères. Sur le rebord nord et est du plateau de Djidjelli, de part et d'autre du haut-fond du même nom, on y trouve en plus des Bryozoaires.

Les vases calcaréo-siliceuses.

Ce sédiment couvre une surface relativement importante du plateau de Djidjelli et de la Grande Kabylie. Sur le plateau de Djidjelli, la fraction arénitique calcaire se compose d'un « *sable fauve* » auquel s'ajoutent des Bryozoaires dont certains sont encroûtants, des coquilles de Lamellibranches, des radioles d'Oursins et quelques Foraminifères. Dans les zones plus argileuses cette fraction est constituée essentiellement par des Bryozoaires branchus, des Foraminifères, des Lamellibranches et des Brachiopodes avec de rares Cœlentérés. La fraction aleuritique grossière de ces zones argileuses est très hétérogène car elle contient à la fois des formes juvéniles de Foraminifères (dont certaines sont glauconieuses), des débris de Bryozoaires, de coquilles, de Gorgones, des spicules d'Eponges et de rares minéraux (quartz et biotite). Par contre dans les zones plus siliceuses, la fraction aleuritique grossière se compose de quartz, de débris de roches, et de minéraux divers comme les oxydes et hydroxydes de fer, l'épidote, le grenat, les amphiboles, les micas, etc. Les grenats sont relativement abondants. On note encore la présence de spicules d'Eponges.

Sur le plateau continental de la Grande Kabylie (ex. : n° 210) la composition de ce sédiment est assez peu différente à ceci près que les débris calcaires sont intensément remaniés et qu'il s'y ajoute des concrétions algales... Toutefois les Foraminifères sont abondants de même que les spicules d'Eponges et de Gorgones. D'autre part, des cristaux de calcite et dolomie font leur apparition. Par ailleurs la fraction siliceuse est réduite à des quartz et des micas.

Sables à Bryozoaires, vases calcaréo-argileuses et siliceuses à Foraminifères et Bryozoaires, « *sables fauves* » à Algues calcaires sont en définitive les trois faciès calcaires de la région kabyle. La distinction entre sables « blancs » et « fauves » pose à nouveau le problème des relations entre biocénoses et anciennes thanatocénoses calcaires sur le plateau continental constantinois.

b) Les sédiments siliceux.

Ces dépôts caractérisent la sédimentation dans cette région kabyle car ils représentent 63 à 64 % du recouvrement sédimentaire du plateau continental et de son rebord.

Dans la baie de Djidjelli et le golfe de Bougie, ils forment un vaste bourrelet littoral meuble ourlé par deux grandes plages. Les sédiments siliceux pélitiques représentent plus de 50 % des boues et vases du plateau continental. C'est dans cette région qu'ils atteignent une extension relative maximum.

Les sables et graviers ne sont, vis-à-vis de l'ensemble des sédiments siliceux, qu'un faciès tout à fait secondaire. Situés en général en bordure de grèves étroites ou dans le prolongement d'éboulis de hautes falaises (massifs de Collo et de Cavallo), ils se composent essentiellement de débris des roches avoisinantes, ex : microgranites du massif de Collo.

Les sables et les sablons siliceux.

Sur la corniche du massif de Collo.

Les plages sont étroites et n'existent qu'au débouché de torrents. Dans l'anse des Jeunes Filles, l'arène microgranitique à quartz automorphes et subautomorphes, feldspath et biotite hexagonale, qui forme la plage, se prolonge jusqu'à — 40 m par un sable gris très fin à biotite et fragments de roches.

Les anses des Beni-Saïd et de Tamanart sont tapissées par un sable gris, très fin, riche en minéraux lourds : rutile, épidote, zircon, staurotide... et en biotite automorphe. On y trouve des Foraminifères calcifiés et glauconieux. Plus au large, dans le Nord-Ouest du Ras El Karne, les graviers siliceux contiennent un sable gris, grossier, feldspathique, à débris d'amphibolites (nos 377-378), qui passent vers la côte à un sable gris, fin, très micacé, à amphiboles. Ce même sable recouvre aussi les abords de la tête du canyon du Mersa Damous.

Source : MNHN, Paris

Le bourrelet littoral de la baie de Djidjelli.

La plage de l'oued Zhour (P. 123, P. 125) est formée par un sable gris beaucoup plus quartzeux que les arènes de la corniche du massif de Collo, à quartz anguleux ou sub-arrondis, débris de schistes et de grès micacés.

Au niveau du Marabout (P. 126, P. 127), ce sable s'enrichit en oxyde de fer et en minéraux lourds transparents comme l'actinote. Quelques Foraminifères glauconieux et même silicifiés font leur apparition. Plus à l'Ouest, de part et d'autre de l'embouchure de l'oued El Kébir, ces sables gris reçoivent un apport de grenat almandin et de biotite.

Enfin la grande plage de Djidjelli, que nous faisons commencer à l'oued Nil, est constituée par un sable gris plus fin dont les grains sont peu usés sinon intacts, et qui contient à la différence des plages précédentes, un grand nombre de Foraminifères épigénisés en calcite, remplis de gœthite ou de glauconie, parmi lesquels on a reconnu le genre fossile *Globotruncana*. Par ailleurs, les quartz prismés bipyramidés sont aussi très nombreux. On y trouve des amphiboles asbestiques et des rhomboèdres de calcite et de dolomie.

Ce cordon littoral de sables gris passe au niveau de l'avant-plage à un sablon noir peu quartzeux. Les quartz se présentent en éclats très anguleux ou en prismes bipyramidés. Les débris de schistes satinés, de grès micacés, de micaschistes, sont abondants. Très fréquents sont aussi les rhomboèdres de calcite et de dolomie de même que les moules internes de Foraminifères. Les oxydes de fer sont présents partout. Ces sablons noirs forment une large bande continue de Djidjelli au massif de Collo, bande dont la frange extérieure (vers le large) s'enrichit en fines lamelles de micas biotite.

Les plages de la côte rocheuse de Djidjelli à Ziama-Mansouriah.

Les dunes anciennes, les dunes récentes, l'estran et les plages d'El Kalaa, du Ras Afia et de Cavallo (n^os^ P. 138 à P. 157) sont constitués par un même sable roux fin ou grossier, silico-calcaire. Les quartz y sont plus ou moins usés de même que les débris calcaires : Algues, Coraux, fragments de radioles d'Oursins, Foraminifères, dont la plupart sont colorés en brun par imprégnation voire même épigénisation d'oxydes ou d'hydroxyde de fer.

Par contre, les sables de la plage de l'oued Kissir sont gris ou blancs, beaucoup plus quartzeux, à fragments de roches assez abondants et débris calcaires rares. C'est un sable à grenat rose dont les quartz (dans les dunes) sont souvent mouchetés par de l'oxyde de fer.

Aux fonds des criques de Ziama-Mansouriah on ne trouve que des sables noirs où les débris de roches : grès micacés, schistes satinés, dominent. Les minéraux lourds y sont relativement abondants. Le quartz se trouve assez fréquemment sous forme de prismes bipyramidés. Les avant-plages sont de même nature.

La frange littorale sablonneuse du golfe de Bougie.

Mis à part la granulométrie, tous les sables noirs, de Bougie à Mansouriah sont identiques : quartz anguleux, bipyramidés, calcite et dolomie, éventuellement sidérose, débris de roches. Le minéral accessoire type est l'épidote. Il est accompagné par des oxydes de fer paramagnétiques. Tous les Foraminifères que contiennent ces sables sont anciens, fossiles, remplis de calcite, de gœthite, de glauconie.

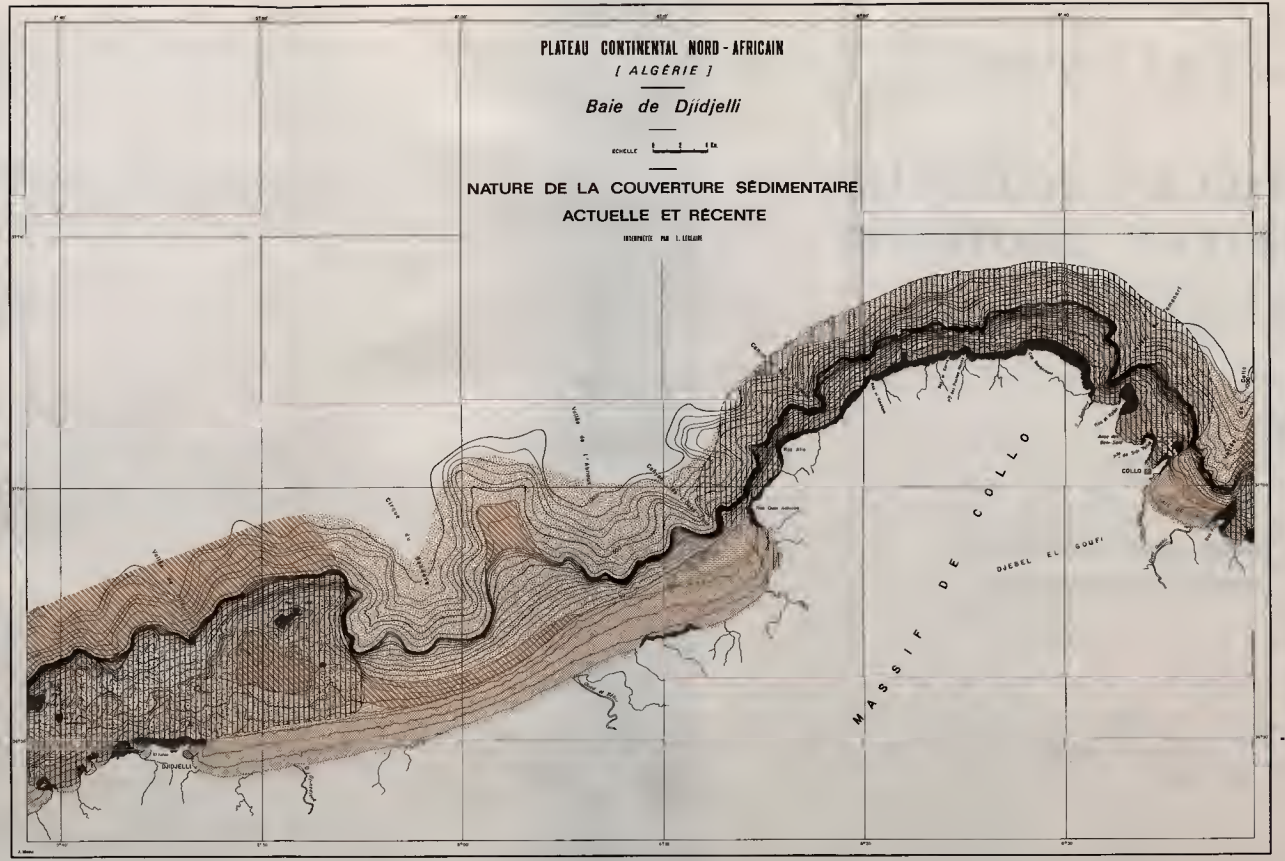
Ces sables noirs, sans changer de nature, deviennent beaucoup plus fins (sablons) et s'étalent largement dans le golfe de Bougie. Ils sont d'ailleurs très ubiquistes puisqu'on les retrouve à l'Ouest du cap Carbon sur le plateau de la Grande Kabylie. Ceux-là sont toutefois plus quartzeux.

Les vases siliceuses.

Localisées au large de l'anse de Tamanart, elles forment transition entre les sables et sablons et les boues silico-argileuses. Elles ont, pour l'essentiel, la même constitution que les sables avec en plus, la phase argileuse, des débris végétaux flottés et beaucoup de lamelles de biotite.

Les vases silico-calcaires, sont aussi un sédiment de transition. Dans le golfe de Bougie, leur fraction aleuritique grossière a la même nature que la partie la plus fine des sablons de la frange litto-

Source : MNHN, Paris



Légende

NATURE DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE NON CONSOLIDÉE

SÉDIMENTS CALCAIRES

- Boues calcaires - argileuses
- Vases calcaires
- Vases calcaires - argileuses
- Vases calcaires - pierreuses
- Sables et graviers calcaires
- Sables et sables calcaires - pierreux

SÉDIMENTS SILICEUX

- Boues siliceuses
- Boues silico - argileuses
- Vases siliceuses
- Vases silico - calcaires
- Vases silico - argileuses
- Sables et graviers siliceux
- Sables et sables siliceux

SÉDIMENTS ARGILEUX

- Boues argilo - calcaires
- Boues argilo - siliceuses
- Vases argilo - calcaires

LOCALISATION DU SUBSTRATUM CONSOLIDÉ

- Zone à affleurements sous-marins de substratum
- Zone à affleurements sous-marins probables ou substratum immédiatement sous-jacent

DIVERS

- Limite supposée des zones à affleurements sous-marins probables
- Limite des différents types de sédiments très probable
- supposée
- Isobathes

BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATURELLE

Source : MNHN, Paris

rale : peu quartzeuse, à débris de roche, calcite, Foraminifères calcifiés, glauconieux; dans la fraction arénitique : quelques coquilles et d'abondants débris ligneux.

Ce sédiment est aussi présent dans la baie de Djidjelli, devant l'oued Zbour. Il correspond au passage de l'avant-plage sablonneuse aux boues silico-argileuses du large avec apport d'argiles et de biotite.

Sur la corniche du massif de Collo, au large de l'anse des Beni Saïd, les vases silico-argileuses traduisent la double influence d'une sédimentation calcaire organogène (qui donne les vases calcaires adjacentes) et d'une sédimentation détritique avec quartz, biotite, chlorite et divers autres minéraux. Il en est de même au large du cap Bougarouni.

Les vases silico-argileuses.

Elles remplacent les vases silico-calcaires là où la teneur en calcaire des sablons qu'elles bordent ast faible et où, par contre, la sédimentation argileuse est plus importante. Leur composition n'en diffère pas notablement. On y trouve toutefois plus de Foraminifères, des Ostracodes et beaucoup de débris de bois flottés. Par ailleurs, c'est un sédiment le plus souvent micacé. En outre, il semble qu'une bonne partie du calcaire contenu dans ces vases soit sous la forme de calcite ou de dolomie détritique.

Les boues silico-argileuses.

Les proportions relatives des trois pbases minérales majeures qui constituent ces sédiments sont très variables. En voici quelques exemples :

	% $CaCO_3$	% Argiles	% fraction siliceuse
n° 208	11	41	48
n° 218	21,4	26,6	52
n° 296	22	31,2	46,8

Néanmoins la fraction siliceuse reste dominante. Les examens optiques que nous avons effectués dans le cadre de cette description ne porte que sur 30 % au maximum du sédiment total. Seules les fraction arénitique et aleuritique grossière sont observables dans ces conditions.

De ce point de vue, les boues silico-argileuses sont homogènes, du cap Carbon au massif de Collo. Leur fraction aleuritique, parfois inexistante, contient quelques rares coquilles de petits Lamellibranches, d'Ostracodes et surtout beaucoup de débris végétaux flottés. Un sablon noir forme l'essentiel de la fraction aleuritique. Sa composition est identique aux sablons littoraux. On y trouve, parfois concentré, un cortège de très petits minéraux lourds transparents comme la tourmaline, le zircon, le rutile, l'épidote, le grenat et quelques amphiboles.

c) Les sédiments argileux.

L'unique faciès des sédiments argileux dans cette région sous-marine kabyle est représenté par les boues argilo-siliceuses. Leur étude par les moyens optiques normaux appelle les mêmes remarques que pour les boues silico-argileuses. La nature de leurs constituants majeurs n'est pas fondamentalement différente de ces dernières mais la sédimentation argileuse est prépondérante :

% $CaCO_3$	% Argiles	% fraction siliceuse
17	46	37

On y trouve cependant plus de Foraminifères (*Globigerinidæ*, *Rotalidæ*, *Buliminidæ*) et plus de valves d'Ostracodes. Elles contiennent aussi des débris végétaux parfois en cutines ferrugineuses de même que des moules internes ferrugineux ou glauconieux. Quant aux sablons siliceux encore abondants, ils ont la même composition que dans les boues silico-argileuses.

Sur les cartes sédimentologiques du golfe de Bougie et de la baie de Djidjelli, le tracé des limites entre bones silico-argilenses et boues argilo-silicenses est extrapolé. Nous rappelons que ce sont des interprétations effectuées à partir de notre échantillonnage et des données des minutes d'écriture de sonde du Service Hydrographique. Toutefois, si le tracé des limites peut présenter quelques approximations

Source : MNHN, Paris

(c'est d'ailleurs pourquoi elles figurent souvent en tirets), il n'en va pas de même pour l'existence même du sédiment, déterminée à la suite de l'analyse d'au moins deux échantillons. Le degré d'interprétation n'est d'ailleurs important qu'au niveau du début de la pente continentale où la sédimentation, devenant assez homogène, le permet.

2 — CONSTITUTION DES PHASES MINÉRALES MAJEURES.

a) Le calcaire.

Le calcaire des sédiments arénitiques.

Pour illustrer la composition des sables calcaires « *blancs* » voici un exemple de distribution relative des différents groupes qui les composent :

ex. : n° 260

Bryozoaires	55 %
Algues calcaires	18 %
Hexacoralliaires	1 %
Brachiopodes	1 %
Gastéropodes	4 %
Lamellibranches	1 %
Echinodermes	—
Foraminifères	—
Débris bioclastiques	17 %

Les sables calcaires « *fauves* » sont constitués par les mêmes éléments que partout ailleurs sur la bordure sous-marine constantinoise : Algues calcaires en fragments plus ou moins gros, usés, polis, débris de radioles d'Oursins, Bryozoaires, Foraminifères calcifiés ou glauconieux, le tout étant fortement imprégné d'hydroxyde de fer qui confère à ces sables la couleur « *fauve* ». On les trouve aussi bien dans les sédiments calcaires (sables et vases) que dans les sables et les sablons siliceux des dunes et des plages. Dans les sablons noirs des avant-plages, l'équivalent de ces sables « *fauves* » est formé par les très nombreux Foraminifères remaniés.

Le calcaire des sédiments pélitiques.

Hormis les « *sables fauves* », les fractions arénitique et aleuritique grossière des vases sont grosso modo formées, en ce qui concerne au moins les sédiments calcaires, par les mêmes éléments que les sables et les graviers. S'y ajoutent cependant des Foraminifères qui dans les vases calcaréo-argileuses peuvent être dominants. Dans les vases siliceuses, le calcaire est sous forme de coquilles de Lamellibranches et de débris divers : d'Oursins, de Bryozoaires et de Foraminifères (*Miliolidæ, Textulariidæ*). Aussi bien dans le golfe de Bougie que dans la baie de Djidjelli, la fraction arénitique contient généralement plus de 60 % du calcaire total (fig. 33, 34).

Par contre dans les boues, le calcaire de cette fraction ne représente que rarement plus de 15 % au bénéfice de la fraction aleuritique fine et de la fraction pélitique. L'examen au microscope électronique de la partie aleuritique fine (de 2 à 25 μ) de ces boues montre qu'à une ou deux exceptions près, les Coccolithes sont très rares voire même totalement absents. En revanche, on rencontre des cristaux rhomboédriques de calcite ou de dolomie et des débris organogènes qui ne sont malheureusement pas identifiables dans l'état actuel de nos connaissances. Le calcaire de cette fraction est très probablement biodétritique et détritique car les cristaux de calcite ne peuvent être authigènes compte tenu des conditions de sédimentation; on trouve d'ailleurs ces cristaux dans les sables et les sablons siliceux de la bordure littorale et dans les vases. Ils y sont alors fréquemment accompagnés par des Foraminifères remaniés, plus ou moins calcifiés. A notre avis, ces cristaux aussi bien que les Foraminifères, une bonne partie du quartz aleuritique et sans doute des argiles, proviennent du remaniement des matériaux contenus dans les séries marneuses de l'arrière-pays.

Le calcaire de la fraction arénitique des boues, bien que peu important par rapport à l'ensemble du sédiment, mérite cependant quelques commentaires. Alors que dans les boues argileuses la biocé-

Source : MNHN, Paris

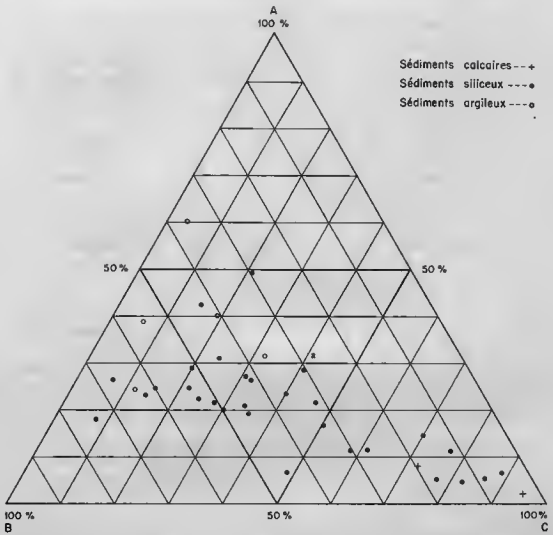


FIG. 33. — Points représentatifs de la distribution granulométrique du calcaire de quelques sédiments pélitiques de la baie de Djidjelli.

(A) = fraction pélitique du sédiment, (B) = fraction aleuritique fine ($2\ \mu < \varnothing < 25\ \mu$), (C) = fraction aleuritique grossière et fraction arénitique ($\varnothing \geqslant 25\ \mu$).

nose de Foraminifères est en général composée de *Lagenidæ, Globigerinidæ, Rotalidæ, Buliminidæ, Cassidulinidæ,* il n'en va pas de même pour les boues siliceuses. Nous avons constaté que dans presque tous les prélèvements de ces boues effectués sur le rebord continental et sur le début de la pente continentale très inclinée, la biocénose de Foraminifères se réduit aux *Buliminidæ* avec, dans la plupart des cas, dominance des Bolivines. On trouve ainsi : *Bulimina aculeata, inflata* et surtout *Bolivina canariensis* et *alata.* Il est intéressant de noter d'une part, l'absence quasi totale de *Globigerinidæ* alors qu'on les trouve ailleurs près du rebord, d'autre part, le fait que les Bolivines, Foraminifères benthiques de petites tailles, semblent seules subsister (ou se développer) au contact des boues siliceuses. Le phénomène est intéressant à un autre titre. Nous verrons en effet, à propos de l'étude de la plaine abyssale, qu'on observe parfois en abondance ces petits Foraminifères dans les dépôts atypiques des sédiments profonds.

Sans insister davantage sur cette phase calcaire qui, dans cette région kabyle, est peu importante du point de vue de la sédimentation générale, il nous a semblé utile de donner (pour des comparaisons ultérieures éventuelles) deux exemples de la composition du calcaire (tableau 15). Rappelons qu'en ce qui concerne l'importance relative des groupes zoologiques, il ne s'agit que d'une estimation.

Source : MNHN, Paris

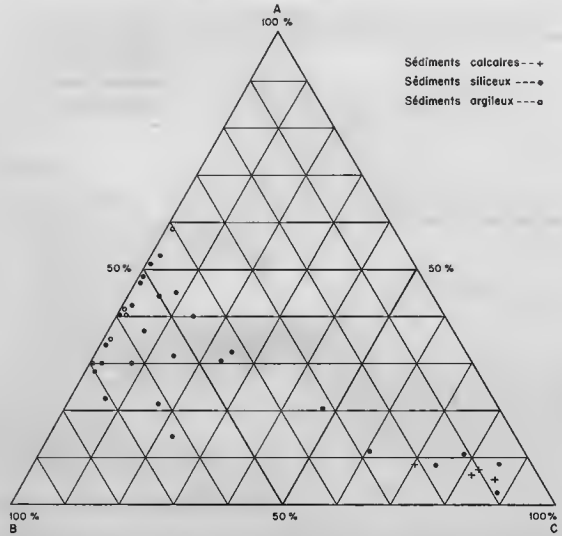


FIG. 34. — Points représentatifs de la distribution granulométrique du calcaire de quelques sédiments pélitiques du golfe de Bougie.
(A) = fraction pélitique du sédiment, (B) = fraction aleuritique fine ($2\,\mu < \varnothing < 25\,\mu$), (C) = fraction aleuritique grossière et fraction arénitique ($\varnothing \geqslant 25\,\mu$).

b) LA SILICE ET LA FRACTION SILICEUSE.

Dans les sables et sablons siliceux.

1) **Composition minéralogique.**

La teneur en quartz de ces sables est très variable. Elle est minimum dans les sablons noirs du golfe de Bougie et de la baie de Djidjelli (40 %) et maximum dans les sables et sablons siliceux de la plage de Djidjelli (de l'ordre de 80 %). Le quartz en grains (éclat de cristaux) est de loin, le plus fréquent. Cependant dans les sablons de la baie de Djidjelli, dans les sables de Ziama-Mansouriah, le quartz existe aussi sous sa forme prismée bipyramidée.

Sur la corniche du cap Bougarouni, dans les arènes granitiques qui constituent les plages, les phénocristaux de quartz sont automorphes à subautomorphes de même que les feldspaths qui sont

Source : MNHN, Paris

TABLEAU 15

Composition du calcaire dans quelques sédiments pélitiques de la région kabyle.

Teneurs en calcaires (calcimétrie)	Vase calcaréo-argileuse haut-fond de Djidjelli n° 278	Boue argilo-siliceuse Pente continentale n° 247
Total	40,2 %	17 %
Arénitique	72	1,5
Aleuritique fin	20	56
Pélitique	8	42,5
Teneurs en organismes (estimation)		
Foraminifères	30 %	(+ Ostracodes) 1 %
Bryozoaires	30	—
Coccolithes	5	$\leqslant 1$
Débris divers	25	66
Calcaire microgranulaire	10	42

là, abondants. Il n'y a guère que dans ce secteur qu'on trouve aussi des phénocristaux hexagonaux de biotite. Les sables du fond de l'anse des Beni Saïd sont riches en minéraux accessoires des roches (teneur en lourds de 2 à 5 %). On y observe en particulier des concentrations de magnétite avec épidote, hornblendes brunes et tourmaline. Le grenat, la staurotide, la chlorite et l'anatase, la pyrite, sont aussi présents.

Les graviers, sables et sablons de la corniche du massif de Collo se différencient en deux types lorsqu'on fait l'inventaire des espèces minérales qu'ils contiennent.

De l'anse de Tamanart à la baie de Collo, ce sont des sables à rutile, sables gris très fins contenant aussi de l'andalousite, des staurotides, épidotes, des hornblendes vertes et actinotes et du mica biotite.

Plus à l'Ouest, ce sont des sables à amphiboles, plus précisément à actinote, ampbibole hacillaire à structure asbestique. Ils renferment aussi d'autres amphiboles comme les bornblendes brunes et vertes, des micas : biotites et chlorites et des tourmalines. L'échantillon n° 380 est à cet égard un véritable sable à gemmes dont les 3/4 sont des amphiboles. Le corindon et la monazite n'ont été décelés qu'en deux endroits.

Les sables de la **plage de l'oued Zhour** (tableau 16) sont formés par 50 à 75 % de quartz. Viennent ensuite parmi les constituants majeurs, le calcaire organogène et les fragments de roches. Du point de vue des espèces minérales accessoires des roches, ce sont des sables à tourmaline et amphiboles (actinote et hornblendes). Oxydes et hydroxydes de fer y sont toutefois dominants. Les silicates de métamorphisme et les micas ne sont pas négligeables.

Les sables de **la grande plage de Djidjelli** (tableau 17) ont une composition somme toute légèrement différente. Ils sont plus quartzeux. Oxydes de fer et tourmalines dominent aussi, mais les amphiboles deviennent rares. Par contre, les carbonates lourds et une partie du cortège habituel des silicates de métamorphisme prennent de l'importance. Ce sont cependant, de même qu'à l'oued Zhour, des sables à tourmaline. Les sablons de l'avant-plage de la baie de Djidjelli ont une composition sensiblement différente. Tout d'abord ils sont beaucoup moins riches en quartz mais en revanche le sont beaucoup plus en débris de roches et micas. Par ailleurs, les minéraux accessoires les plus abondants sont dans l'ordre : les oxydes de fer, l'épidote, le zircon et le rutile, les amphiboles. On y rencontre aussi des grenats, de la staurotide et du disthène. Le fait marquant semble être le passage au second plan de la tourmaline. Toutefois, à cette observation, il faut ajouter celle de la grande variabilité de la distribution des espèces accessoires dans ces sablons, variabilité sans doute en relation avec la dynamique locale des eaux (courants de houle).

Source : MNHN, Paris

TABLEAU 16

Composition moyenne des sables et sablons siliceux de la plage de l'oued Zhour.
(ex. : n° 125)
(Estimation de l'importance pondérale relative des espèces minérales).

Constituants majeurs (98 %)	Dominants		Secondaires
	Quartz 50 à 75 %		Débris de tests calcaires et fragments de roches.
	Fréquents	Peu fréquents	Rares
Constituants mineurs (2 %)	25 à 50 % Oxydes et hydroxydes de fer 5 à 25 % Tourmaline	1 à 5 % Actinote Hornblende	< 1 % Grenat Staurotide Andalousite Disthène Sillimanite Epidote Chlorite Biotite Muscovite Pyroxènes monocliniques Carbonates Magnétite Ilménite Rutile Anatase Zircon Leucoxène Pyrite Apatite Monazite

A l'Ouest de Djidjelli, les plages du massif de Cavallo à sables roux ou gris sont très quartzeux (≃ 75 % de quartz).

Un peu partout, les grains de quartz plus ou moins usés sont mouchetés d'oxyde de fer. Les micas sont très rares. Par contre le cortège des silicates de métamorphisme est important avec : le grenat, l'épidote, la staurotide. La magnétite et surtout l'ilménite sont aussi représentés en quantité non négligeable. **La plage de Cavallo** est formée par un sable très enrichi en minéraux lourds (5 % localement). On y trouve en quantité importante :

— des composés ferrugineux comme la magnétite, l'ilménite, la gœthite et la limonite;
— de silicates de métamorphisme : grenat rose (très abondant), l'andalousite, le disthène, l'épidote;
— des amphiboles, hornblendes vertes et brunes;
— des pyroxènes, diopside-augite;
— des tourmalines.

Du point de vue des apports, cette composition traduit une double influence de formations éruptives et métamorpbiques.

La composition des sables noirs de Mansouriah et de la grande plage de Bougie est notablement différente. L'échantillon n° 165 donné comme exemple (tableau 18) montre que ces sables ne contiennent qu'environ 45 % de quartz, que le calcaire bioclastique et les débris de roches en constituent

Source : MNHN, Paris

TABLEAU 17

Composition moyenne des sables et sablons siliceux de la plage de l'oued Nil.
(ex. : n° 133).

Constituants majeurs (⩾ 97 %)	Dominants		Secondaires
	Quartz ⩾ 75 %		Débris de tests calcaires Fragments de roches
Constituants mineurs	Fréquents	Peu fréquents	Rares
	50 à 75 % Oxydes de fer paramagnétiques 5 à 25 % Tourmaline.	1 à 5 % Carbonates lourds (dolomie, ferrocalcite) Epidote Grenat Andalousite.	< 1 % Staurotide Disthène Sillimanite Chlorite Biotite Muscovite Pyroxènes monocliniques Amphiboles monocliniques Magnétite Ilménite Rutile Anatase Zircon Leucoxène Pyrite Apatite Monazite Feldspaths

ensuite 40 % tandis que les 15 % restants correspondent à la fraction lourde. Notons que les quartz se présentent sous deux formes : fragments de cristaux et cristaux automorphes en prismes bipyramidés.

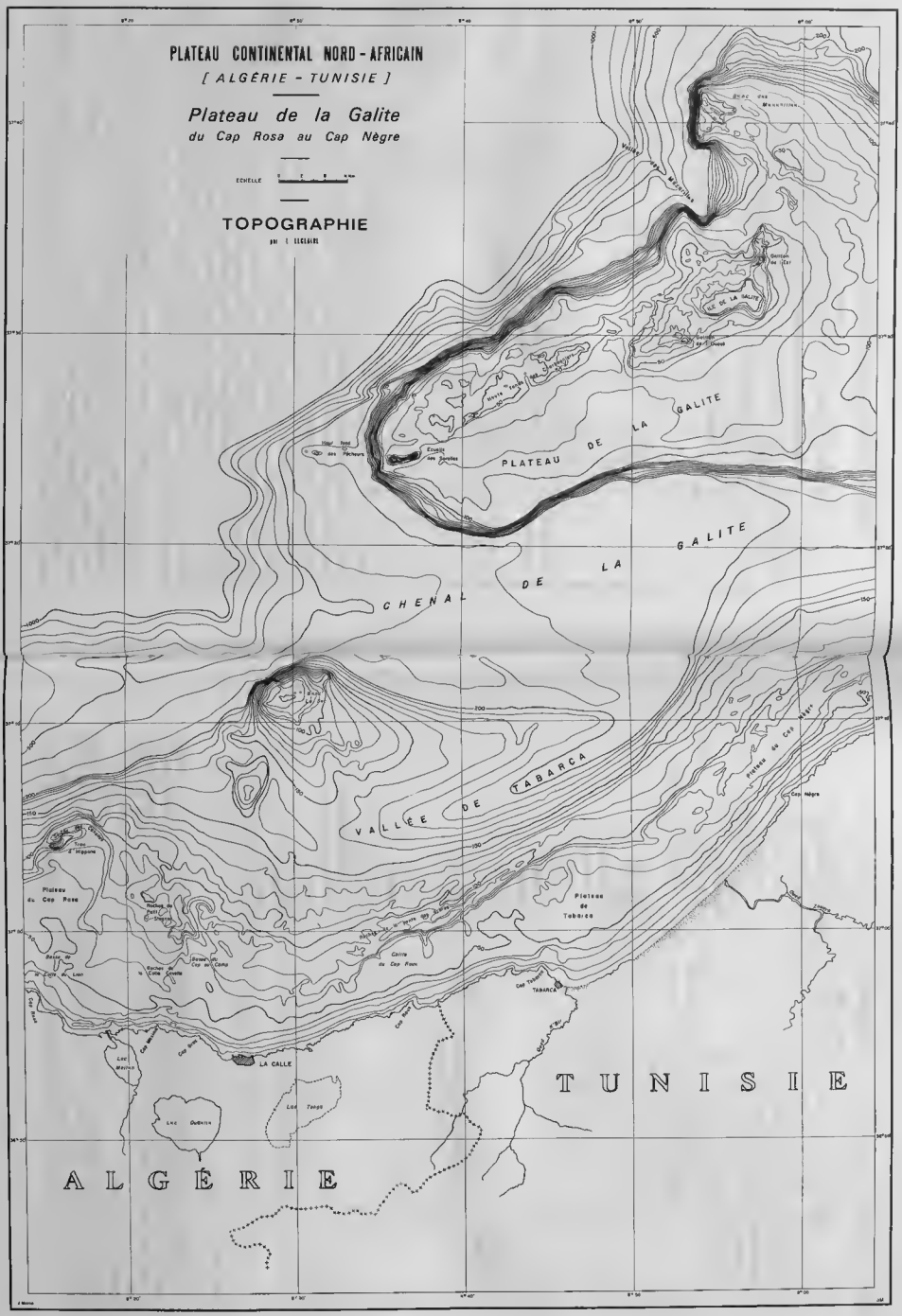
La fraction lourde se compose d'au moins 75 % d'oxydes, d'hydroxydes et d'autres complexes ferrugineux. Viennent ensuite les carbonates lourds : ferro-calcite, dolomie, sidérose; puis l'épidote et la barytine. Les amphiboles ont pratiquement disparu, les pyroxènes et la tourmaline sont négligeables. On constate en outre que les silicates de métamorphisme témoignent d'une grande ubiquité puisque, du cap Rose à Bougie, ils sont constamment représentés dans presque tous les édifices sablonneux.

Les sablons noirs du golfe de Bougie ont là encore une composition relativement différente des sables littoraux. Leur teneur en quartz est plus faible alors que la quantité de débris lamellaires de roches (schistes, schistes gréseux) augmente. Les éléments lourds constituent rarement plus de 1 % du sable; ce sont surtout : la magnétite, l'ilménite, quelques épidotes et tourmalines. Le grenat, les amphiboles, le zircon et le rutile sont très rares. Par contre, et ceci constitue une analogie avec les sablons littoraux, les carbonates en cristaux sont abondants.

En résumé, les sables et sablons siliceux de la frange littorale kabyle se différencient en cinq grands ensembles :

— **les arènes granitiques** de la cornicbe du massif de Collo avec sables à rutile et sables à amphiboles;
— **les sables à tourmaline et amphiboles** (Oued Zhour) ;
— **les plages à tourmaline, épidote** et carbonates de la grande plage de Djidjelli;
— **les sables à silicates de métamorphisme** de Cavallo;
— **enfin, les sables et sablons silico-calcaires à oxydes de fer,** épidote et tourmaline de la grande plage de Bougie.

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

TABLEAU 18

Composition moyenne des sables et sablons siliceux de la plage de l'oued Agrioun
(ex. : n° 165)
(Estimation de l'importance pondérale relative des espèces minérales).

Constituants majeurs (≥ 85 %)	Dominants		Secondaires
	Quartz (≃ 50 %)		Débris de tests calcaires. Fragments de roches.
	Fréquents	Peu fréquents	Rares
Constituants mineurs (< 15 %)	≥ 75 % Oxydes de fer paramagnétiques.	1 à 5 % Carbonates lourds (dolomie · sidérose). Epidote	⩽ 1 % Barytine Grenat Staurotide Andalousite Disthène Sillimanite Magnétite Ilménite Rutile Anatase Leucoxène Apatite Calcite Zircon Sphène Biotite Glauconie Clinopyroxènes calco-ferromagnésiens Tourmaline Pyrite Feldspaths Chromite Corindon

2) La texture des sables.

En ce qui concerne la texture de cette bordure littorale sablonneuse (fig. 35 et 36), on observe de Collo à Bougie de grandes variations. Les arènes de la corniche de Collo sont tantôt des sables et graviers ($x^* = 2$ à 3 mm) tantôt des sables fins ($x^* = 150\ \mu$). Nous avons constaté que ce sont ces derniers qui forment les sables à gemmes : sables à rutile à l'Est, à amphiboles à l'Ouest. Par ailleurs, le sable des arènes des plages de Tamanart et de l'anse des Jeunes Filles est moyen à grossier ($0{,}4\ \text{mm} < x^* < 0{,}7\ \text{mm}$).

Les sables de l'oued Zhour sont fins ($x^* = 350\ \mu$) par rapport à ceux des plages de l'oued El Kébir et avoisinantes (n° 126 à 130, $x^* = 700\ \mu$). Les populations dominantes de grains se situent respectivement à 1,75 Φ et 0,75 Φ.

Au niveau de l'embouchure de l'oued Nil (n^{os} 131, 133), alors que les sables de l'estran et de la

Source : MNHN, Paris

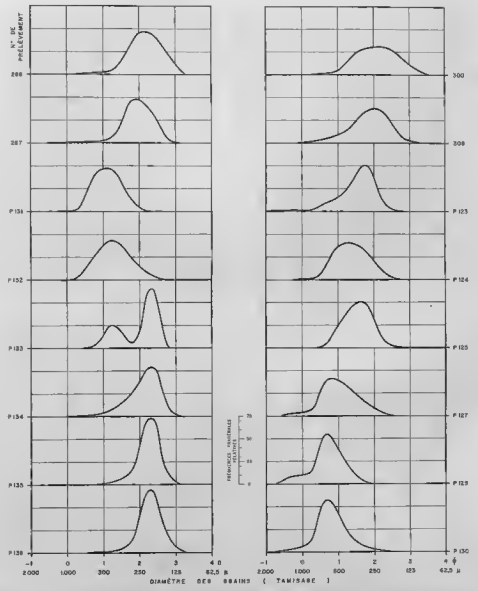


FIG. 35. — Courbes granulométriques de quelques sables et sablons siliceux de la bordure littorale de la baie de Djidjelli et du massif de Collo.

Sables de l'avant-plage : n° 286, 287, 300, 309;
Sables de l'estran : n° P. 123, P. 126, P. 131, P. 134;
Sables de plage : n° P. 124, P. 127, P. 129, P. 132, P. 135;
Sables de dune : n° P. 133, P. 136, P. 130.
(Pour la localisation, cf. cartes en annexe).

plage montrent une distribution relative de leurs grains du type unimodal ($Mo = 1{,}25\ \Phi$, $x^* = 430\ \mu$) la dune récente, par contre, est formée par deux populations : une à $Mo = 1{,}25\ \Phi$, l'autre à $Mo = 2{,}25\ \Phi$. Or, cette dernière valeur du Mode caractérise les sables de la grande plage de Djidjelli ($x^* = 210\ \mu$). Il faut sans doute voir là le fait que l'essentiel des apports de l'oued, qui remanie des formations plus anciennes, constitue la plage et contamine les dunes récentes.

Ces dunes influencent directement la population unimodale de grains à $Mo = 2.25\ \Phi$, sauf aux abords des oueds. On retrouve les deux valeurs de ce paramètre de position dans les sables des plages de Djidjelli à Cavallo, plages de sables fins ($250\ \mu < x^* < 400\ \mu$).

Mais, fait remarquable, les dunes récentes, les dunes anciennes et mêmes les sables rouges sous-jacents de la plage d'El Kalaa ont un même Mode à $2{,}25\ \Phi$.

Source : MNHN, Paris

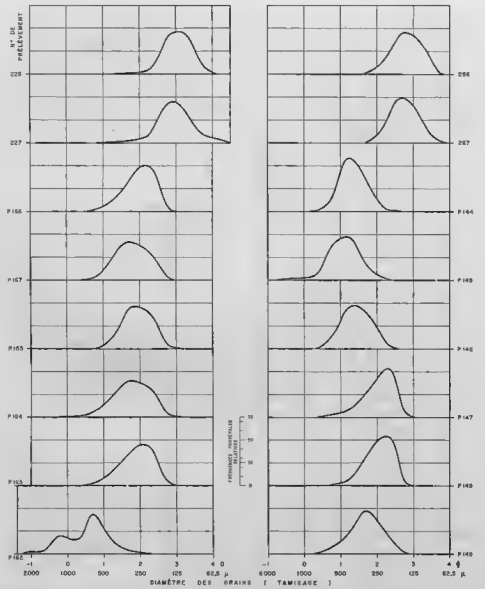


FIG. 36. — Courbes granulométriques de quelques sables et sablons siliceux de la bordure littorale du golfe de Bougie.
Sables de l'avant-plage : n° 226, 227, 256, 257;
Sables de l'estran : n° P. 144, P. 147, P. 164, P. 166;
Sables de plage : n° P. 145, P. 148, P. 162, P. 163, P. 167;
Sables de dunes : n° P. 149, P. 146, P. 165.
(Pour la localisation, cf. cartes en annexe).

Par contre, ces caractères texturaux changent brutalement à partir de Ziama-Mansouriah où les sables des plages ont une distribution granulométrique à $Mo = 0{,}75\ \Phi$ pour $x^* = 0{,}6$ à 0,7 mm, tandis que, dans la grande plage de Bougie, on voit apparaître une population de base à $Mo = 1{,}75\ \Phi$. Remarquons que toutes ces valeurs du Mode ont déjà été relevées à propos de l'étude texturale des sables des régions de Philippeville et de Bône.

Les sablons des avant-plages de Bougie et de Djidjelli ont des caractères granulométriques différents. Ils sont plus fins : $x^* = 120$ à 175 µ et ne peuvent être définis par leur Mode qui semble variable entre 2,50 et 3,25 Φ. Les figures 35 et 36 montrent que, comme pour les régions précédemment étudiées, les systèmes sablonneux kabyles, lorsqu'ils sont bien développés, présentent le long de leur profil des variations texturales. Les sablons sont propres aux avant-plages, les sables fins aux dunes, les sables plus grossiers à l'estran et aux plages où les mélanges de populations apparaissent assez souvent.

Source : MNHN, Paris

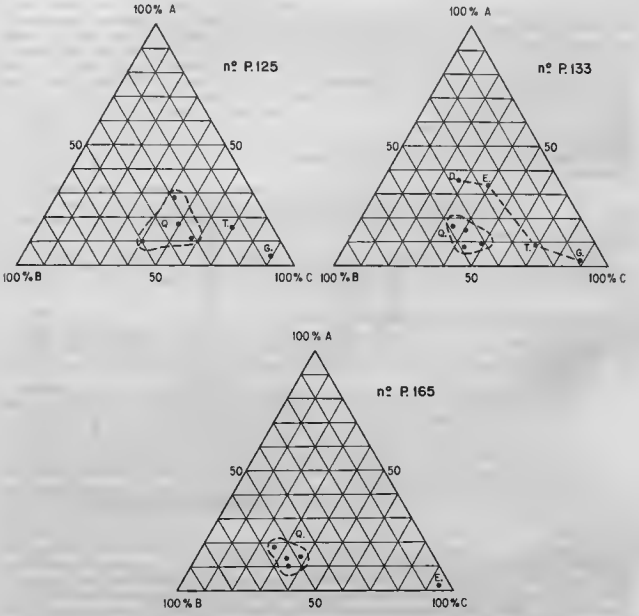


FIG. 37. — Diagrammes avec points représentatifs de l'usure et de l'altération des formes de quelques minéraux des sables de la bordure littorale kabyle.
(A) = arrondis à très arrondis, (B) = subarrondis à anbanguleux, (C) = anguleux à très anguleux (natifs). (Pour les valeurs numériques correspondantes, cf. le chapitre I).
(Q) = quartz, (T) = tourmaline, (G) = grenat, (D) = disthène, (E) = épidote.

En outre, toujours dans l'hypothèse d'un sable idéal dans lequel on verrait la distribution dimensionnelle des particules obéir à la loi de Galton-Mac Alister, il apparaît que les anomalies présentées par les distributions naturelles dépendent, plus ou moins, de la position de l'échantillon prélevé sur le profil du système sablonneux.

En effet, dans les dunes, la dispersion (écart type) est faible, l'asymétrie, lorsqu'elle n'est pas nulle, tend vers 0 par valeurs généralement positives. L'acuité étant le plus souvent supérieure à 1 (courbes leptokurtiques). Par contre, au niveau de la plage (loin de la dune) et surtout sur l'estran, la dispersion est plus forte, l'asymétrie est variable, mais forte et plutôt négative, l'acuité est normale ou inférieure à 1. Sur l'avant-plage, pour une même dispersion, l'asymétrie est généralement positive et l'acuité nettement inférieure à 1 (courbes platykurtiques).

Source : MNHN, Paris

Toujours à propos de la texture des systèmes sablonneux bien développés, nous avons tenté, dans cette région comme dans les précédentes, d'exprimer le degré d'usure des quartz et de quelques minéraux suffisamment abondants pour permettre un comptage. Les résultats obtenus, dont on donne trois exemples (fig. 37), montrent que les grains de quartz de la plage de Djidjelli sont relativement peu usés. En effet, 20 % seulement d'entre eux peuvent être classés parmi les grains arrondis à très arrondis. Les grains subsphériques sont extrêmement rares, le plus souvent font défaut. Pour deux échantillons aussi éloignés que P. 125 et P. 133, le degré d'usure des tourmalines et des grenats, très faible, est tout à fait comparable. On peut même considérer que les grenats sont, pour la plupart, à l'état d'éclats de minéraux ou natifs. Par contre, il apparaît que d'autres silicates de métamorphisme comme le disthène et l'épidote ont subi les effets d'une certaine abrasion. On en déduit que ces deux espèces furent l'objet d'un remaniement préalablement à leur incorporation dans l'actuel système sablonneux.

Pour la grande plage de Bougie où les minéraux transparents intéressants sont, comme nous l'avons vu, en très petit nombre, nous constaterons que l'état des grains de quartz est comparable à celui qu'on vient de voir alors que l'épidote montre un degré de « *fraîcheur* », un état natif, assez inhabituel dans les sables de plage.

Quant à l'état de surface des grains de quartz, les remarques faites à cet égard, à Philippeville, s'appliquent encore ici. Les grains à surface bien dépolie sont très rares sauf dans les sables des plages de Cavallo. En revanche, les grains « *picotés* », d'aspect luisant sont abondants.

La fraction siliceuses dans les sédiments pélitiques.

Les diagrammes des figures 31 et 32 montrent l'importance de la fraction siliceuse dans les sédiments pélitiques. En baie de Djidjelli, 70 % des échantillons prélevés en contiennent de 20 à 40 % dans le golfe de Bougie, cette fraction entre pour 40 à 60 % dans la constitution de près de 60 % des boues et vases recueillies.

Les vases qui s'intercalent entre les boues et la bordure littorale sablonneuse contiennent une fraction siliceuse de même allure que les sablons. Elle est formée par de petits quartz et d'abondants débris lamellaires de roches (schistes, grès argileux, etc.). Il s'y ajoute les très ubiquistes spicules d'Eponges.

Dans les boues, la composition de la fraction siliceuse est peu différente, toutefois le quartz est de loin beaucoup plus abondant que les débris de roches. Il y est aussi plus fin et constitue non seulement l'essentiel de la fraction aleuritique mais se trouve aussi, parfois en abondance, dans la fraction pélitique.

C'est probablement dans la région kabyle et plus précisément dans le golfe de Bougie que l'apport détritique non phylliteux est le plus important.

Enfin, un peu partout dans la fraction aleuritique de ces sédiments nous avons noté la présence des espèces minérales suivantes : épidote, tourmaline, zircon, rutile, grenat, chlorite, amphiboles.

En résumé, tous les matériaux qui constituent la quasi-totalité de cette fraction siliceuse se trouvent en abondance dans les ensembles pétrographiques de l'arrière-pays : roches métamorphiques (gneiss, micaschistes, schistes lustrés), roches éruptives (microgranites, amphibolites, etc...) et même roches sédimentaires plus ou moins métamorphisées. Il ne fait pas de doute qu'une partie de cette phase minérale majeure ait pour origine l'actuel lessivage des sols qui recouvrent, plus ou moins, les formations rocheuses. Mais il est aussi certain, qu'au moins pour la bordure littorale, elle provient en majorité du remaniement de formations plio-quaternaires.

c) Les argiles.

D'après les résultats d'analyses diffractométriques consignés dans le tableau 19, la composition de la phase argileuse est monotone. Trois associations semblent a priori pouvoir être dégagées :

(1) illite — kaolinite — montmorillonite — chlorite;
(2) illite — kaolinite;
(3) illite — kaolinite — chlorite.

Toutefois l'analyse de l'ensemble des résultats (une partie seulement figure dans le tableau) ne nous permet pas de prendre en considération l'absence éventuelle ou plus exactement la non-différenciation des « *pics* » de la chlorite sur le diffractogramme lorsque nous nous sommes contenté de la

Source : MNHN, Paris

TABLEAU 19

Quelques exemples de la composition des argiles dans les sédiments pélitiques du plateau continental kabyle.
(Les pourcentages relatifs des diverses espèces sont indicatifs à 10 % près).
+ Quartz présent. ++ Quartz relativement abondant.

Nos	Quartz	Illite	Kaolinite	Montmorillonite	Chlorites
206	+	70(ouverte)	20	—	10
209	++	70 »	30	—	—
216	++	70 »	10	—	20
218	+	70 »	10	—	20
218bis	++	70 »	30	—	—
219	+	70 »	10	—	20
228	+	70 »	20	—	10
234	+	70 »	10	—	20
235	+	70 »	20	—	10
244	++	70 »	10	—	20
246	+	70 »	10	—	20
255	+	70 »	30	—	—
261	+	70 »	20	—	10
279	++	70 »	10	—	20
289	++	70 »	10	—	20
292	++	75 »	25	—	?
294	++	70 »	30	—	—
296	—	50 »	10	20	20
348	—	60 »	10	10	20
352	+	50 »	10	30	10
365	+	70 »	30	—	—
372	—	70 »	10	—	20

seule méthode diffractométrique. En conséquence, on retiendra seulement que la phase argileuse monotone des sédiments pélitiques de la région kabyle se compose d'illite, de kaolinite et de chlorite, la première espèce étant toujours dominante. De la montmorillonite apparaît dans les sédiments qui recouvrent la partie est de la corniche du massif de Collo. Cette espèce a aussi été décelée au large de l'embouchure de l'oued El Kébir. En outre, sans que nous puissions vraiment l'affirmer, il nous semble que la chlorite est plus abondante dans les boues silico-argileuses.

L'illite n'est pas pure ni bien cristallisée. Dans presque tous les cas, elle peut être considérée comme « *ouverte* » et contenant en fait des « *interstratifiés* ».

Les diagrammes des figures 31 et 32 mettent en évidence l'importance de la phase argileuse qui entre dans la constitution des sédiments pélitiques : 60 % en moyenne des échantillons contiennent de 30 à 50 % d'argiles. Mais, du fait de la présence de quartz en quantité non négligeable dans la fraction pélitique, ces mesures sont entachées d'une erreur que nous estimons être de l'ordre de 10 à 20 % par excès.

3 — APERÇU SUR QUELQUES CONSTITUANTS MINEURS DES SÉDIMENTS PÉLITIQUES.

a) La matière organique.

Les moyennes régionales des teneurs en azote et en carbone organique sont, pour la baie de Djidjelli et le golfe de Bougie, respectivement : $C = 0{,}78$ % et $N = 0{,}112$ %, $C = 0{,}64$ % et $N = 0{,}096$ %. Comme le montrent les diagrammes des figures 38 et 39, ces teneurs, en baie de Djidjelli

Source : MNHN, Paris

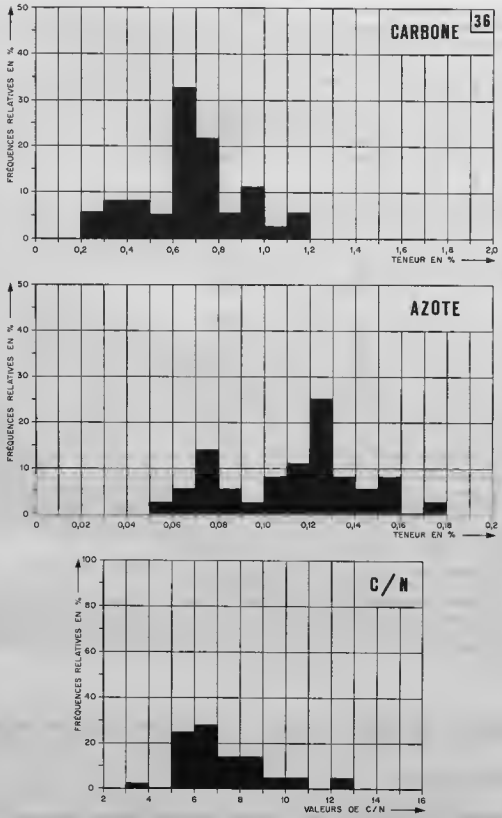
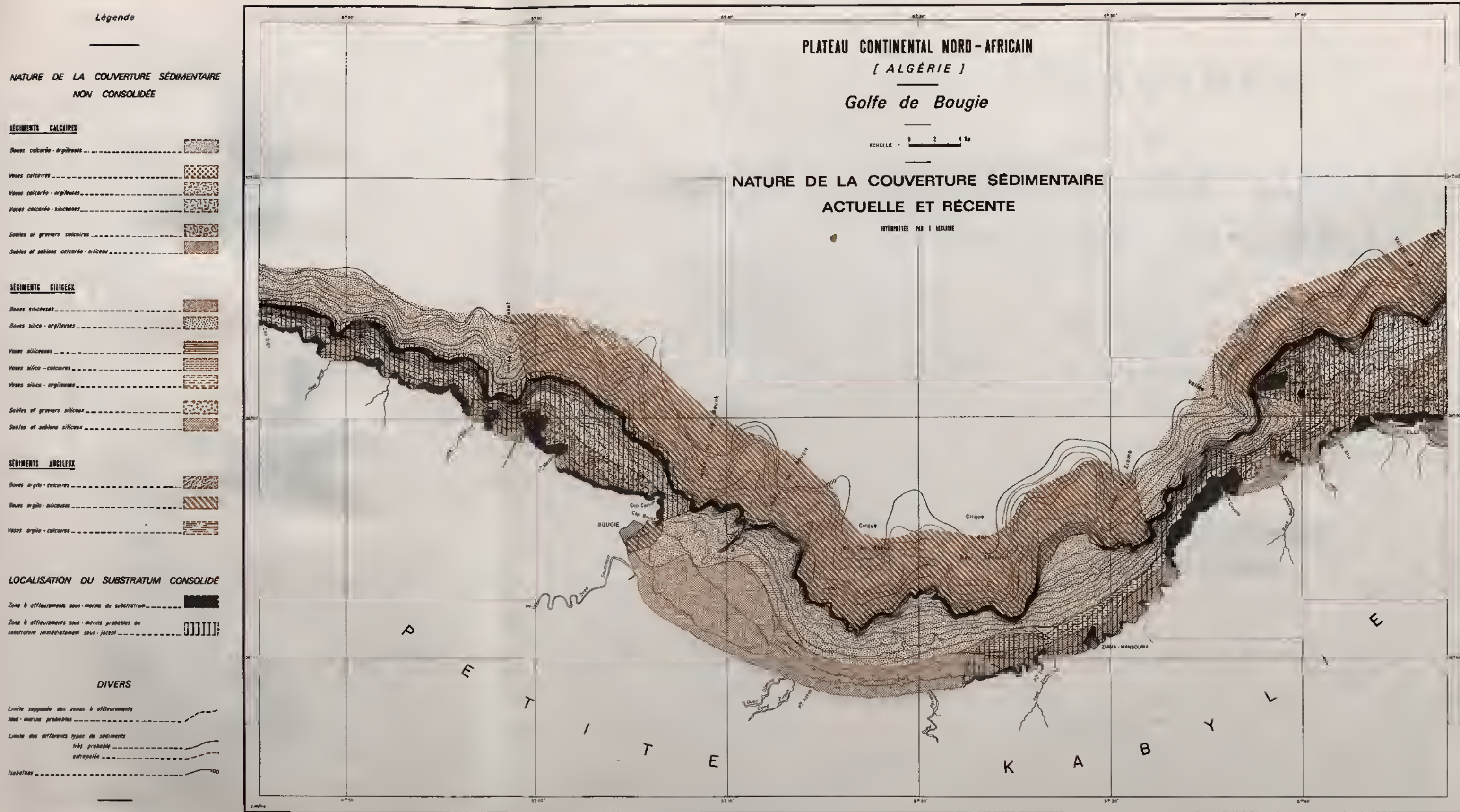


FIG. 38. — Distribntions de fréqnences des teneurs en azote et carbone organique et des valeurs de C/N de quelques sédiments pélitiques de la baie de Djidjelli.

Source : MNHN, Paris



BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.
BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.
BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.
Source : MNHN, Paris

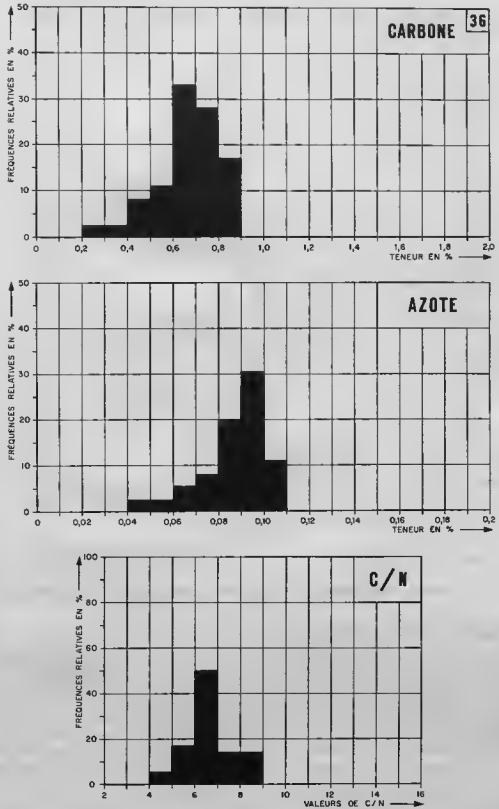


FIG. 39. — Distributions de fréquences des teneurs en azote et carbone organique et des valeurs de C/N de quelques sédiments pélitiques du golfe de Bougie.

Source : MNHN, Paris

(et sur la corniche du massif de Collo) — comprises entre 0,2 % et 1,2 % de C, 0,05 % et 0.18 % de N — sont très dispersées.

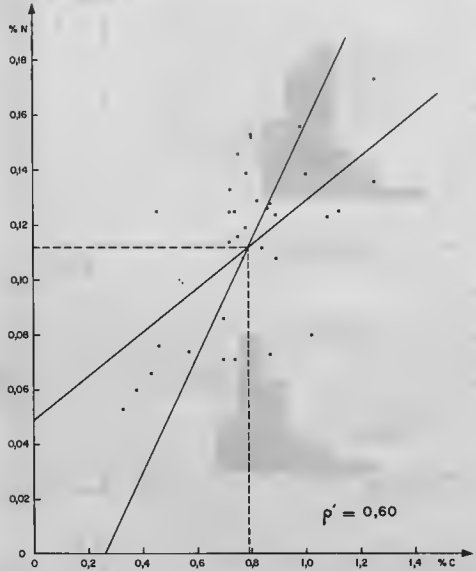


FIG. 40. — Relation entre l'azote et le carbone organique de quelques sédiments pélitiques de la baie de Djidjelli. Droites d'estimation linéaire et coefficient de corrélation.

De même que dans la région de Philippeville, les rapports C/N sont loin de se rapprocher d'une valeur moyenne constante. Le coefficient de corrélation entre C et N est d'ailleurs le plus faible de tout le plateau continental algérien : $\rho' = 0{,}60$ (fig. 40). Les raisons de cette dispersion et de l'affaiblissement de la corrélation entre C et N sont les mêmes que celles qui ont été exposées au cours de l'étude de la matière organique des sédiments de la région de Philippeville. Partout dans les dépôts qui tapissent la corniche et le plateau étroit de la baie de Djidjelli, on trouve des débris végétaux dont l'évolution semble parfois commencer. On observe d'ailleurs, comme à Philippeville, deux maxima dans la distribution des teneurs en carbone et particulièrement en azote qui traduisent la présence d'une part, de matière organique détritique brute dans les sédiments du plateau et d'autre part, de matière organique plus évoluée dans les sédiments des vasières, du rebord et du début de la pente continentale.

Par contre, dans le golfe de Bougie, le coefficient de corrélation est bon : $\rho' = 0{,}85$ (fig. 41). Les teneurs en carbone et azote sont en moyenne bien groupées. Dans 50 % des cas, C/N est compris entre

Source : MNHN, Paris

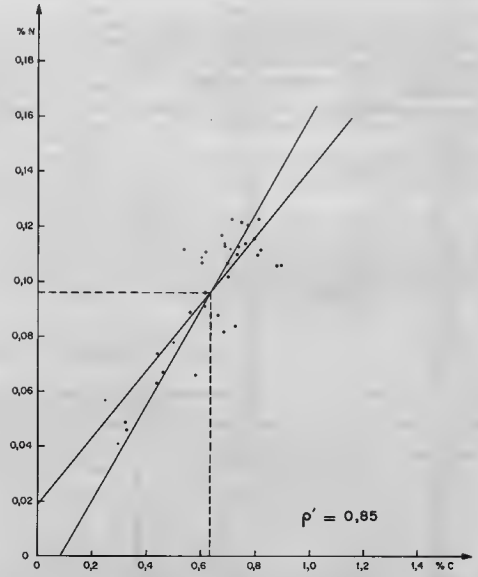


FIG. 41. — Relation entre l'azote et le carbone organique de quelques sédiments pélitiques du golfe de Bougie. Droites d'estimation linéaire et coefficient de corrélation.

6 et 7. La composition de la matière organique est donc beaucoup plus homogène. Une exception toutefois : dans le canyon de Bougie nous avons dragué des boues noires contenant des débris végétaux, branches d'arbres, feuilles, brindilles en pleine « *humification* ». Le déficit en azote à cet endroit est très probablement provisoire et dû à une arrivée massive de débris végétaux. Cette « *humification* » n'est d'ailleurs pas localisée uniquement dans le canyon de Bougie mais se développe un peu partout et s'accompagne comme nous allons le voir de formation de sulfures.

b) LES SULFURES.

Le tableau 20 où sont notés quelques résultats d'analyse du soufre des monosulfures, suffit à mettre en évidence l'authigenèse de sulfures dans certains sédiments de la région sous-marine kabyle. En effet, le H_2S dosé après déplacement par attaque acide est formé par le soufre qui, dans le sédiment, se trouve soit sous forme de H_2S dissous dans l'eau interstitielle, plus ou moins dissocié, soit sous

Source : MNHN, Paris

Tableau 20

Le soufre des sulfures dans quelques sédiments pélitiques du plateau kabyle.
(Les teneurs sont exprimées en % par rapport au poids sec de l'échantillon total).

N° des échantillons	% Soufre des Monosulfures (S^{--} et HS^-)	% Soufre de la pyrite
216	$125 . 10^{-4}$	–
217	176 "	$3,4 . 10^{-2}$
218	4,5 "	2,6
219	9,3 "	2,2 "
220	3,4 "	–
221	48,5 "	–
222	3,1 "	–
223	3,6 "	–
228	1,4 "	–
229	2,2 "	–
230	3,8 "	–
231	2,6 "	–
234	3,5 "	–
235	5,5 "	–
236	2,7 "	–
237	4,9 "	–
244	1,9 "	–
245	1,7 "	–
246	3,4 "	–
247	traces	–
271	$1,4 . 10^{-4}$	–
290	1,5 "	–
295	2,1 "	–
296	3,6 "	–
297	3,2 "	–
304	3,6 "	–
306	276 "	–
307	3 "	–
361	3 "	$7,5 . 10^{-2}$
362	– "	4,6 "
365	1,6 "	–
371	1,5 "	6 "
372	1,8 "	–
386	3,9 "	4,4 "

forme de monosulfures de fer par exemple. Il est évident que ces composés ne peuvent être détritiques; une seule origine est possible : l'authigenèse. Celle-ci n'a lieu que dans les sédiments pélitiques argileux et siliceux. Elle est particulièrement forte dans la vasière de Bougie, le canyon de Bougie et en bordure de la vasière à l'Est de Djidjelli où la teneur en soufre des monosulfures atteint 0,02 et 0,03 % par rapport au poids total sec du sédiment, ce qui est un ordre de grandeur équivalent à celui de l'azote organique. Mais partout ailleurs, cette néogenèse est beaucoup moins forte, la teneur en soufre étant en moyenne de $3,5 \cdot 10^{-4}$ %.

On a constaté que dans tous les échantillons riches en sulfures, la matière organique végétale, cellulosique ou autre, en voie de décomposition, était très abondante. Beaucoup d'observations nous conduisent à penser que la néoformation de ces sulfures n'a pas lieu partout dans le sédiment, de manière diffuse mais se localise au contraire à proximité de noyaux ou d'amas de débris organiques.

Il y aurait, en somme, individualisation au sein du sédiment de milieux particuliers, sièges de

Source : MNHN, Paris

cette authigenèse. Ces milieux dont l'analyse chimique, globale, ne rend pas compte, apparaissent cependant sous forme de taches noires dans des coupes de sédiment.

Remarquons en outre, que cette genèse a lieu au niveau de l'interface eau/sédiment et au moins dans les 20 à 30 premiers centimètres de la pellicule sédimentaire superficielle. Elle se poursuit sans doute en dessous mais nous n'avons pas d'information à cet égard faute d'avoir pu échantillonner plus profondément.

Le fait que cette pellicule superficielle soit sulfurée n'est pas sans avoir des répercussions sur les propriétés des eaux de fond donc sur les biocénoses benthiques. D'ailleurs, comme nous l'avons vu, ces dernières sont pratiquement inexistantes.

En ce qui concerne la pyrite, on ne retrouve ce minéral que dans le canyon de Bougie et sur la banquette sous-marine du cap Bougaroun. Dans le premier cas, il serait invraisemblable, si ce minéral était détritique, de ne pas le trouver dans les sédiments qui entourent le canyon. Or, nous ne l'y avons pas décelé. Il ne peut donc être que néoformé.

Vue au microscope électronique (pl. 17), la pyrite se présente d'ailleurs en amas nodulaires, parfois muriformes, qui ont été retrouvés dans des sédiments de la plaine abyssale où l'authigenèse de ce sulfure ne fait aucun doute. Par contre, il est probable que la plus grande part de la pyrite contenue dans les sédiments pélitiques de la corniche du massif de Collo est elle, détritique. Elle se présente sous des formes plus ou moins cubiques nettement cristallisées, c'est-à-dire sous le même habitus que dans les sables et sablons avoisinants où sa présence a été signalée.

c) Le fer et les « complexes ferrugineux ».

La teneur en fer soluble est relativement élevée, autant qu'à Philippeville puisqu'elle se situe entre 3,5 et 4 % en moyenne. Cependant, comme le montrent les figures 42 et 43, la quantité de fer ferreux extraite est plus importante ce qui entraîne une diminution de l'indice I_r, compris entre 1 et 2. La valeur faible de cet indice traduit, comme nous l'avons montré dans une précédente note, l'existence d'un milieu sédimentaire légèrement réducteur (Leclaire, 1968 a). Ceci ne peut surprendre alors que vient d'être mis en évidence la néogenèse de sulfures et de pyrite.

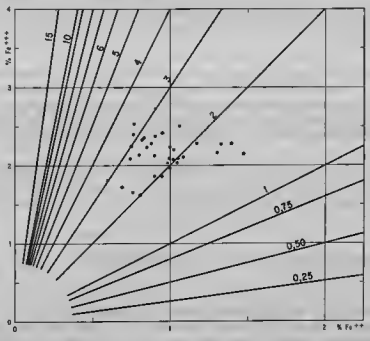


Fig. 42. — Points représentatifs des teneurs en fer réduit et oxydé soluble dans H Cl de quelques sédiments pélitiques de la baie de Djidjelli. I_r (*indice rédox*).

Source : MNHN, Paris

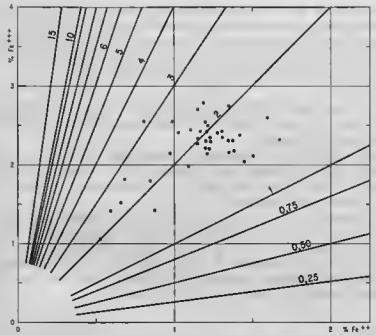


FIG. 43. — Pointe représentatifs des teneurs en fer réduit et oxydé soluble dans H Cl de quelques sédiments pélitiques du golfe de Bougie. I_{rr} *(indice rédox)*.

Il est d'ailleurs vraisemblable qu'une faible partie du fer ferreux dosé se trouve combinée sous forme de monosulfures dans le sédiment. Ce ne peut être le cas de la totalité puisque la teneur en soufre des monosulfures est au maximum de 0,03 % tandis que la teneur en fer ferreux minimum enregistrée est de 0,60 %. Nous pensons qu'une bonne partie de ce fer ferreux doit être attribuée aux chlorites qui pourraient avoir elles-mêmes pour origine l'altération de lamelles de biotite en milieu réducteur.

Par ailleurs, il est intéressant de constater que les « *complexes ferrugineux* » à base d'hydroxyde de fer comme la limonite signalée en remplissage de Foraminifères à Bône, font ici totalement défaut. Ce fait est à mettre en relation avec les propriétés réductrices du milieu de dépôt.

En résumé, il résulte de l'étude de quelques constituants mineurs des sédiments pélitiques, notamment les sulfures et le fer soluble, que la pellicule superficielle de la couverture sédimentaire argileuse ou siliceuse de la région kabyle se trouve en milieu réducteur. Elle est le siège d'une authigenèse de sulfures parmi lesquels la pyrite est une exception. Cette néoformation, faible dans l'ensemble, apparaît — au moins lorsqu'elle est forte — en relation avec « l'humification » des matières organiques cellulosiques.

Ne vient-on pas ainsi de mettre en évidence les premiers effets d'une diagenèse précoce affectant les dépôts pélitiques de cette région ?

4 — QUELQUES INDICES SUR LA NATURE DU SUBSTRATUM.

Un dragage par 45 mètres de fond, sur la plate-forme continentale kabyle, à l'Ouest de Bougie (n° 211 au droit de la pointe Mezaja), a arraché un fragment de roches à l'affleurement. C'est un grès calcaire, fin, gris, micacé. Les quartz y sont abondants, très anguleux et anisométriques. On note la présence de biotite, de muscovite, de feldspath, d'amphiboles (hornblende verte, actinote). La calcite

Source : MNHN, Paris

se présente en cristaux ou en débris organogènes (difficilement identifiables) : ce minéral constitue l'essentiel du ciment peu abondant. Les quartz sont parfois à extinction roulante. Il s'agit sans doute d'un échantillon des grès oligocènes (à faciès numidien) qui forment la pointe de Mezaja et son prolongement en mer.

Sur tout le pourtour sud du haut-fond de Djidjelli, entre — 50 et — 60 m, en 5 points au moins (nos 272 à 276), ont été prélevés en même temps que des sables et graviers calcaires ou quelques fragments de croûtes d'Algues, des galets et des cailloutis très roulés à éléments parfois aplatis, toujours très encroûtés. Certains galets de plusieurs cm de diamètre et un gros fragment de roche arrachè au substratum à l'affleurement (n° 272) sont de même nature. Il s'agit d'un grès quartzite à quartz très fins, à lits de biotite, muscovite et chlorites, à tourmaline brune ou claire ou encore bicolore. Le haut-fond de Djidjelli serait au moins en partie formé par cette roche qui ressemble beaucoup à ce que M. ROUBAULT (1934) classe parmi les grès numidiens plus ou moins métamorphisés.

Les galets plats et une bonne partie des cailloutis sont constitués par une roche altérée à texture schisteuse, de couleur gris-foncé. C'est une roche à grains de quartz très fins, à chlorite, séricite et très rare biotite. Le graphite semble y être abondant en pointillés ou en traînées. Nous pensons qu'elle est à rattacher aux schistes satinés décrits par M. ROUBAULT.

On remarque encore la présence de cailloutis de schistes satinés, de grès quartzeux à amygdales de quartz laiteux, de gros quartz laiteux roulés, sur la plate-forme entre le haut-fond de Djidjelli et la frange littorale sablonneuse (nos 281-282-283). On y trouve deux nouveaux types de roches qui très probablement appartiennent aux faciès numidiens. Une sorte de calcaire argileux contient peu d'éléments dépassant 50 µ, ce sont en général des cristaux d'andalousite. Cette roche est fréquemment veinée de filonnets de calcite. Il s'agit très probablement de marnes numidiennes métamorphisées.

Un grès très quartzeux, gris foncé, renferme des grains de quartz d'un diamètre de 0,5 à 1 mm dont beaucoup sont arrondis ou subarrondis. Un grand nombre d'entre eux montre par ailleurs une extinction roulante en lame mince. Ces quartz sont soudés par une très faible quantité de ciment (argileux ?) dans lequel se trouvent de la chlorite et quelques tourmalines.

Ces galets et cailloutis qui semblent ourler le haut-fond de Djidjelli pourraient bien être, dans le même ordre d'idée que pour la « *seiche de Toukoush* », les témoins d'une ancienne grève et d'un ancien cordon littoral ayant rattaché l'« île de Djidjelli » à la côte. Aujourd'hui ces cailloutis sont en partie et faiblement recouverts par une sédimentation calcaire et pélitique (vasière de Djidjelli).

L'affleurement de grès numidien plus ou moins métamorphisé, l'accumulation sous forme de galets et cailloutis de débris de schistes lustrés, de marnes numidiennes métamorphisées, de grès quartzeux, méritent de notre part une interprétation géologique plus poussée que celle présentée dans le deuxième chapitre. Il est très probable que le substratum du plateau de Djijelli soit formé par des séries numidiennes. Elles ne seraient recouvertes que par une fine pellicule de sédiments. Ce Numidien apparaît plus ou moins métamorphisé et laisse ainsi supposer que le soubassement du plateau qui le porte pourrait bien être granitique, de même nature que le massif de Collo.

Sans aller plus avant dans cette interprétation qui, en définitive, n'est pas exactement dans notre sujet, ajoutons encore que le haut-fond de Djidjelli jalonne très probablement le bord nord-ouest du bassin néogène littoral de Djidjelli, si celui-ci, comme c'est vraisemblable, se prolonge en mer. Ce bassin, dans lequel le « *cirque* » sous-marin du Seddets a sans doute été creusé, se trouverait alors pincé entre le plateau de Djidjelli et le massif de Collo.

On a par ailleurs dragué d'autres galets de granite, de microgranite, d'amphibolite, sur la corniche sous-marine du massif de Collo. Ces galets et cailloutis sont probablement le résultat du démantèlement actuel de la banquette d'éboulis quaternaire qui ceint le fronton du massif de Collo. Ils ne peuvent ainsi renseigner sur la nature du substratum sous-jacent qui, de toute évidence, appartient cependant au massif émergé.

Enfin un dragage effectué à remonte pente juste au niveau du rebord de la corniche de ce massif par — 100 m (n° 371) a arraché au substratum rocheux un large fragment de croûte d'Algue calcaire sur lequel étaient fixés des **arbuscules de Corail rouge mort**. Le tout était emballé dans une boue silico-argileuse. Le développement ou même la survivance de ce Corail sur le rebord du plateau continental est d'emblée à exclure, surtout en présence d'une sédimentation terrigène importante. La présence de ce Corail près du rebord implique donc que dans une époque antérieure (anté-holocène), la profondeur fut beaucoup moins importante et la sédimentation terrigène beaucoup plus réduite.

Source : MNHN, Paris

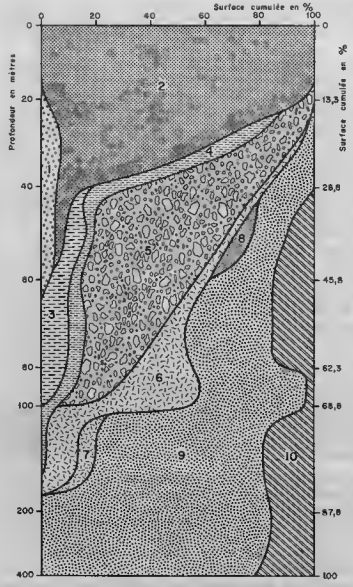


FIG. 44. — Diagramme illustrant la variation relative de la surface couverte par les principaux faciès en fonction de la profondeur, dans la baie de Djidjelli et sur la corniche du massif de Collo. Les figurés utilisés pour la représentation des différents sédiments sont les mêmes que ceux de la carte sédimentologique correspondante.

1 — Sables et graviers siliceux;
2 — sables et sablons siliceux;
3 — vases silico-argileuses;
4 — vases silico-calcaires;
5 — sables et graviers calcaires;
6 — vases calcaréo-siliceuses;
7 — vases calcaréo-argileuses;
8 — boues siliceuses;
9 — boues silico-argileuses;
10 — boues argilo-siliceuses.

Pour conclure cette description de la bordure sous-marine kabyle, deux aspects de la sédimentation doivent être rappelés :

1) Il suffit d'un simple regard sur les diagrammes des figures 44 et sur les feuilles de la baie de Djidjelli et du golfe de Bougie pour se rendre compte que par rapport au golfe de Bône, la **sédimentation calcaire a considérablement régressé** pour devenir tout à fait secondaire. Par contre la sédimentation détritique terrigène et plus particulièrement non phylliteuse revêt ici une importance primordiale dans l'édification de la couverture sédimentaire.

2) Une diagenèse précoce liée à l'existence d'un milieu réducteur se manifeste par la **néoformation de sulfures dans le sédiment pélitique** argileux et siliceux de cette région. Cette diagenèse est très probablement en relation avec des mécanismes de dégradation de la matière organique.

Considérant, du point de vue de sa nature et de sa texture, la couverture sédimentaire du plateau continental constantinois on peut remarquer qu'elle est caractérisée par quatre faciès principaux. Ce sont :

— pour les sédiments arénitiques : (1) **les sables et graviers calcaires à Algues et Bryozoaires,** (2) **les sables et sablons quartzeux à silicates de métamorphisme, tourmaline ou amphiboles;**

Source : MNHN, Paris

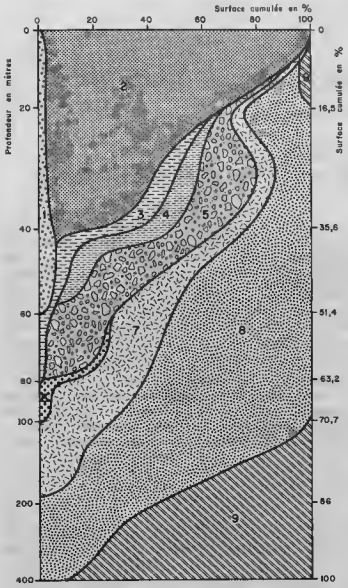


Fig. 45. — Diagramme illustrant la variation relative de la surface couverte par les principaux faciès en fonction de la profondeur, dans le golfe de Bougie. Les figurés utilisés pour la représentation des différents sédiments sont les mêmes que ceux de la carte sédimentologique correspondante.

1 — Sables et graviers siliceux;
2 — sables et sablons siliceux;
3 — vases silico-argileuses;
4 — vases silico-calcaires;
5 — sables et graviers calcaires;
6 — vases calcaires;
7 — vases calcaréo-siliceuses;
8 — boues silico-argileuses;
9 — boues argilo-siliceuses.

— pour les sédiments pélitiques : (3) **les vases calcaréo-argileuses à Foraminifères et illite** et (4) **les boues argilo-siliceuses à illite et quartz des vasières.**

Il est en outre évident que c'est au niveau des faciès arénitiques calcaires que la couverture sédimentaire est la plus mince. Elle devient même pelliculaire ou fait complètement défaut, localement, sur des points hauts où le substratum affleure.

Source : MNHN, Paris

B. LA RÉGION ALGÉROISE DU PLATEAU CONTINENTAL

LA BAIE D'ALGER, LES BAIES DE CASTIGLIONE ET DE COURBET-MARINE

Entre la Région algéroise, élargie sur les cartes de Ténès à Dellys, et le Constantinois, il existe une lacune dans cette étude de la couverture sédimentaire du plateau continental algérien. Elle se situe géographiquement, entre Dellys et le cap Sigli et correspond à une feuille entière, celle de Port-Gueydon. Bien que le plateau continental soit particulièrement étroit en bordure de cette face nord de la Grande Kabylie, il eut été intéressant de montrer sans discontinuité le passage de la région kabyle à la région algéroise. Les événements ont interdit d'échantillonner suffisamment. Toutefois, grâce à quelques prélèvements effectués par P. Muraour un aperçu de la nature de la couverture sédimentaire de ce secteur sera esquissé.

La sédimentation sur la bordure sous-marine algéroise a déjà fait l'objet de plusieurs études de Dieuzeide, Bernard, Muraour et Durand, notamment pendant les années 1950 à 1956. Puis dans le cadre des activités de l'équipe du Centre de Géologie Marine et de Sédimentologie d'Alger, ce fut, sous la direction de A. Rosfelder, l'étude d'ensemble de A. Grovel sur la baie de Bérard (baie de Castiglione) et de la baie d'Alger (1961) et l'étude sédimentologique de la plage de Courbet-Marine par P. Bouysse (1962). Les principaux résultats obtenus par les auteurs servirent de points de repères à cette étude.

1 — DESCRIPTION ET RÉPARTITION DES DIFFÉRENTS SÉDIMENTS. (Voir cartes sédimentologiques d'Alger Est et d'Alger Ouest : baie de Courbet-Marine et baie de Castiglione, nos VI et VII).

a) Les sédiments calcaires.

Les sables et graviers et les vases calcaires.

Des îles Sandja à l'île Aguéli (feuille d'Alger Est), le substratum affleure en plusieurs points et constitue autant de « *fonds vifs* » sur lesquels se développent des Algues calcaires encroûtantes, des Bryozoaires, des Polypiers (Hexacoralliaires), des Gastéropodes et des Lamellibranches. Les débris calcaires de cette biocénose s'accumulent sur place ou à proximité immédiate en formant des sables et graviers calcaires.

Il en est de même sur la bordure rocheuse du cap Matifou où les Algues encroûtantes forment souvent une patine calcaire sur des galets ou des fragments de roche. Il ne semble pas y avoir beaucoup de vraies concrétions d'Algues calcaires (« pralines », par exemple).

Le haut-fond au droit du cap Matifou ou « *Banc de Matifou* » est coiffé par de très abondants Polypiers vivants (*Astroïdes calycularis*), souvent implantés sur la croûte d'Algue calcaire qui tapisse le rocher. On rencontre localement un sable et gravier à Bryozoaires dominants et coquilles de

Source : MNHN, Paris

Lamellibranches dont quelques Pétoncles sont intensément perforés. On y trouve encore des radioles d'Oursins et quelques Foraminifères comme les Milioles et les Globigérines.

Dans la baie d'Alger, le démantèlement de la bordure rocheuse (grès calcaire de plage ou de dunes), de La Pérouse à Ben-Mered, fournit un « *sable fauve* » typique à débris d'Algues calcaires arrondis, d'aspect luisant, imprégnés d'oxyde ou d'hydroxyde de fer, à débris de coquilles de Lamellibranches et de Gastéropodes, à fragments de Bryozoaires et d'Oursins. On retrouve encore de tels sables calcaires en bordure du massif de la Bouzaréa, particulièrement à l'Ouest de la pointe Pescade. Ils contiennent en plus, des débris de roches vertes métamorphiques.

En baie de Castiglione, on distingue deux types de sédiments arénitiques calcaires : les sables et graviers côtiers qui appartiennent à la frange meuble littorale et les sables et graviers du large.

Les premiers sont bien représentés devant Castiglione et se mêlent à des sables et sablons siliceux tout le long de la bordure rocheuse à grès calcaires de Chiffalo à Tipaza. Ils sont en moyenne constitués par deux fractions, l'une comparable aux « *sables fauves* » à calcaire bioclastique (Algues : *Lithothamnium, Lithophyllum*, débris de coquilles et d'Oursins), l'autre composée de Bryozoaires, d'Algues encroûtantes, de *maerl* et d'autres débris divers. Au droit de Castiglione, en bordure des sables et graviers précédents, se situe un véritable *maerl* où les Algues (*Lithothamnium calcareum*) sont très abondantes et dominent largement une fraction sablonneuse bioclastique. Ce maerl apparaît, là, comme étant actuel ou très récent. C'est la « *gravelle de Castiglione* ».

Les sables et graviers du large, plus ou moins argileux, sont très peu différents des vases calcaires qui les entourent. Aussi confondons-nous dans la description qui suit, sables et vases calcaires, sachant que 80 à 90 % des constituants de ces dernières sont de même nature que les sables et graviers. Ces dépôts calcaires grossiers sont disposés en zones plus ou moins lenticulaires, en « *bancs* » à proximité ou sur le rebord continental par des profondeurs variables qui peuvent atteindre 150 à 200 m.

La plus anciennement connue de ces lentilles calcaires est sans doute celle qui s'étend au large du littoral compris entre Castiglione et la presqu'île de Sidi Ferruch. On y trouve deux types de débris et de tests. Un premier ensemble est formé par des plaques d'Algues calcaires, des coquilles, des radioles d'Oursins et du *maerl*, le tout étant plus ou moins ferruginisé. Les Foraminifères (Milioles), peu abondants, sont remplis de limonite. Un deuxième ensemble se compose de rares coquilles ou débris de coquilles, de Globigérinidès, de Bryozoaires manifestement très frais, actuels ou très récents. A ce calcaire arénitique s'ajoute de la glauconie en grains, en remplissage ou en épigénie. Cette glauconie, de même que les tests qui en contiennent, semble très remaniée. Dans les sédiments plus argileux, les Foraminifères (Globigérines, Uvigérines) sont plus abondants. On retrouve ce même type de sédiment au large du massif du Chenoua.

Au cours de la campagne en Méditerranée occidentale du navire océanographique « *Président Théodore Tissier* » (1959-1960), R. Dieuzeide a reconnu sur la plate-forme sous-marine du Chenoua, des sables et graviers calcaires, des vases calcaires à coquilles et débris de Bryozoaires. Nous n'avons échantillonné qu'à proximité de la pointe orientale du « *banc calcaire* » du Chenoua. Les vases et les sables passent à des vases calcaréo-argileuses à débris calcaires ferruginisés, à Algues, Bryozoaires et Foraminifères. Ces derniers très abondants, sont parfois dominants. Les moules internes en glauconie et les Foraminifères glauconieux ou ferruginisés ne sont pas rares. Dans la fraction aleuritique peu abondante apparaissent des quartz et des spicules d'Eponges.

Au large du littoral compris entre le cap Djinet et l'oued Sébaou, P. Muraour (1954) a mis en évidence la présence de sédiments calcaires grossiers en plusieurs points, à proximité et sur le rebord continental, de — 80 m à — 200 m. Il s'agit là, très probablement, de vases calcaires car J.H. Durand (1954) a mesuré de 35 à 39 % d'argile, sur l'échantillon débarrassé des coquilles, lequel contient alors de 32 à 44 % de calcaire. Il est vraisemblable que si la teneur en calcaire avait été déterminée sur l'échantillon total (avec des coquilles) elle eut atteint au moins 70 %.

Ces vases se caractérisent par une grande richesse en coquilles de Lamellibranches et de Gastéropodes (*Pectunculus, Tapes, Venus, Fissurella, Ancyla...*) et en Foraminifères avec *Ammonia beccarii, Elphidium crispum, Globigerina bulloides, Globorotalia inflata.* Elles contiennent encore des Bryozoaires et des Ostracodes. Ces vases renferment aussi une fraction siliceuse non négligeable, semblable aux sables et sablons du littoral. A noter que ces sédiments semblent disparaître entre — 200 m et — 300 m car, à cette dernière profondeur, P. Muraour a dragué une boue argilo-siliceuse.

Source : MNHN, Paris

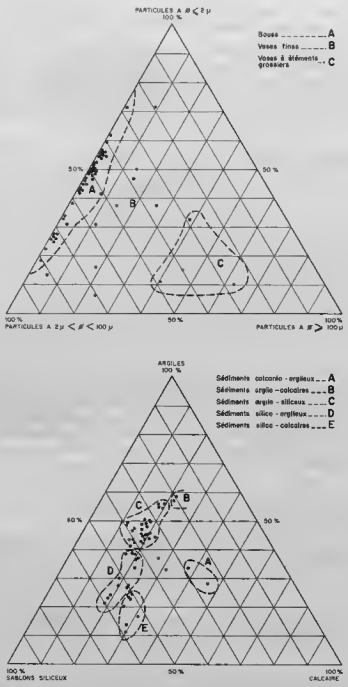
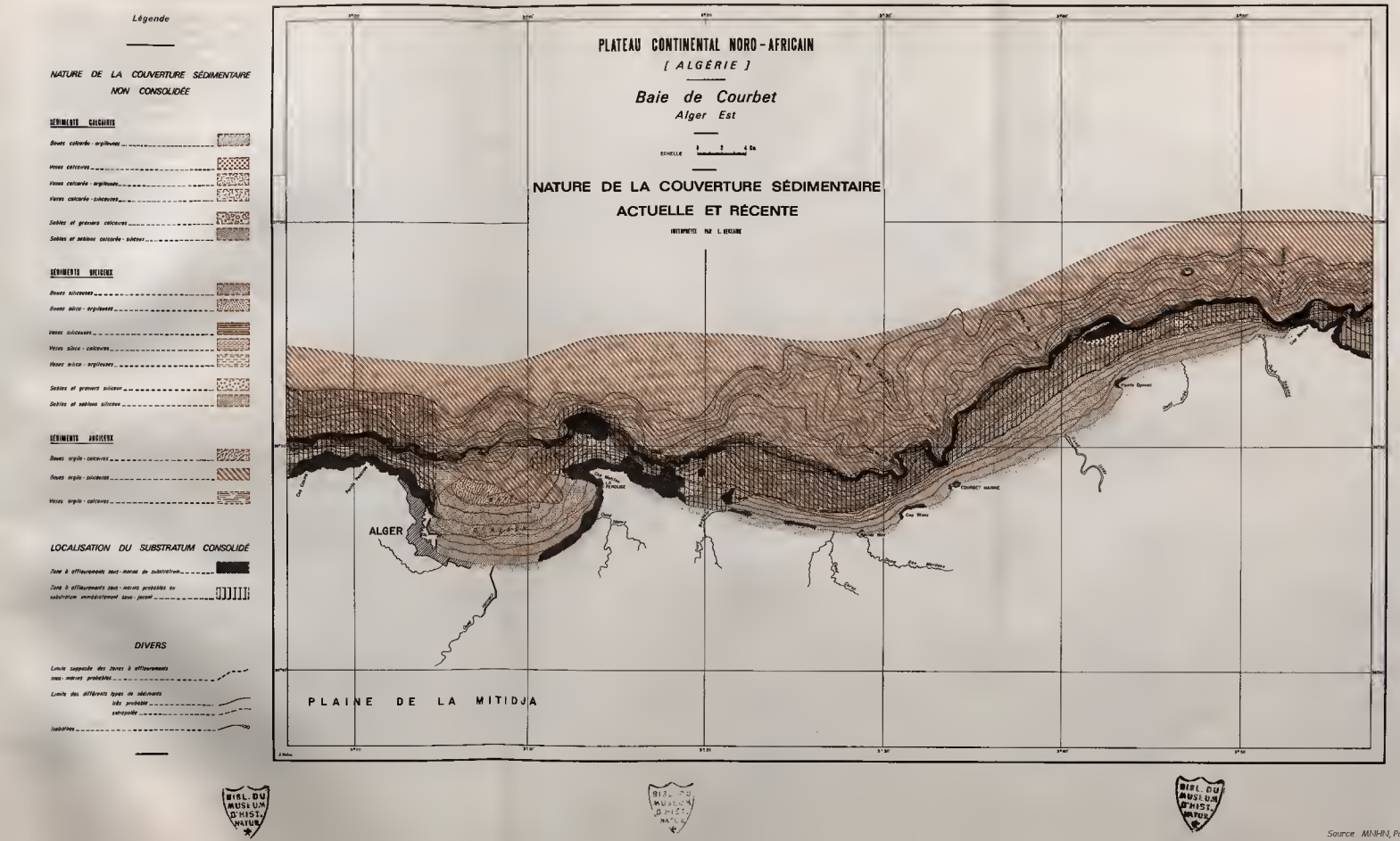


FIG. 46. — Points représentatifs de la granulométrie et de la compositiou de quelques sédiments pélitiques des baies d'Alger et de Courbet-Marine.

Les vases calcaréo-argileuses.

On rencontre ce faciès au niveau des abords sud du banc de Matifou. La fraction arénitique est formée en partie par un « *sable fauve* » à débris d'Algues calcaires, de coquilles, de Bryozoaires, plus ou moins ferruginisés, en partie par des coquilles fraîches de Lamellibranches, des débris de tests d'Oursins et des Foraminifères. On y trouve aussi des débris de roches cristallopbylliennes, des quartz,

Source : MNHN, Paris



BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source MNHN, Paris

des feldspaths et des minéraux lourds. Les Foraminifères glauconieux ne sont pas rares. La fraction aleuritique grossière est formée par un sablon quartzeux micacé, par du calcaire bioclastique et des formes juvéniles de Foraminifères.

Les vases calcaréo-argileuses couvrent une superficie plus importante dans la fenille d'Alger Ouest (baie de Castiglione). Elles bordent, en particulier, l'extrémité orientale du « *banc calcaire* ». La fraction arénitique peut y être importante quelle que soit la profondeur. Là encore on est en présence de deux ensembles d'éléments :

—l'un à débris calcaires organogènes ocracés (imprégnation d'hydroxyde ou d'oxyde de fer) et remaniés;

— l'autre à coquilles fraîches, Bryozoaires et très nombreux Foraminifères planctoniques non remaniés lesquels, d'ailleurs, prédominent parfois.

Le calcaire organogène est en général accompagné par de la glauconie et de la limonite sous forme de moules internes, de grains ou en remplissage.

Dans l'échantillon n° 41, les débris de maerl sont fortement imprégnés voire même épigénisés par de l'oxyde de fer ou incrustés de grains de glauconie. Dans ces vases calcaréo-argileuses de la baie de Castiglione, la fraction aleuritique (peu importante) est formée de quartz, de glauconie, de jeunes Foraminifères et de spicules d'Éponges.

Une fois de plus, à propos des sédiments calcaires grossiers, nous avons été amené à faire une distinction entre ce que nous appelons : les « *sables fauves* », ferruginisés, par opposition aux « *sables blancs* » non ferruginisés. Par ailleurs, comme il est peu probable que les incrustations de glauconie qui pigmentent les débris de maerl dans les sables du large soient actuelles, il faut envisager d'attribuer un âge plus ancien à ces dépôts (reliques) comme pour ceux, semblables, du plateau constantinois.

La couverture sédimentaire, dans son état actuel, au niveau de ses faciès calcaires (grossiers) serait ainsi constituée par un mélange (ou une superposition ?) de sédiments très récents et de dépôts plus anciens.

b) Les sédiments siliceux.

Les sables et sablons.

De l'oued Sebaou à Bougie, il n'existe que peu de plages bien développées. Elles ne forment jamais un système sablonneux comme ceux que nous avons vu précédemment. Le littoral de la Grande Kabylie est essentiellement rocheux. Toutefois quelques grèves à galets, cailloutis, graviers se développent localement au débouché des oueds. Parmi les quelques plages importantes, citons celles de Port-Gueydon et de Tighzirt formées par un sable gris, quartzeux, à débris de roches (grès, schistes, etc.) et oxydes de fer. Les débris de roches prédominent parfois, les sables deviennent alors plus grossiers et noirs.

Les sables de la plage de Dellys (« *la Saline* ») sont gris-brun, peu quartzeux (quartz plus ou moins émoussés), à débris de roches et calcaire bioclastique : Algues, coquilles, Bryozoaires, Foraminifères (*Globigerinidæ*, *Lagenidæ*) calcifiés ou glauconieux parmi lesquels se rencontre souvent le genre *Globotruncana*.

Du cap Bengut aux abords du cap Matifou se développe ensuite un important système sablonneux pratiquement ininterrompu. La frange sablonneuse contourne en effet le cap Djinet et les autres pointes rocheuses comme le cap Blanc, le Rocher Noir, etc. Constatons à cet égard que c'est le seul exemple en Algérie où l'on voit une importante frange sablonneuse ourler les pieds d'un massif (Djinet) formant un saillant du littoral. Ce fait est à mettre en relation avec la brusque excroissance du plateau continental et la proximité du débouché de deux grands oueds (Sebaou et Isser). Ces sables et sablons sont tantôt grossiers, tantôt très fins, de couleur grise à gris-brunâtre. Ils sont assez quartzeux et contiennent des débris de roches (gneiss, micaschistes), des feldspaths, peu de minéraux accessoires de roches (pyroxènes), du calcaire bioclastique et des Foraminifères glauconieux ou pseudomorphosés par de la calcite et de la silice.

Source : MNHN, Paris

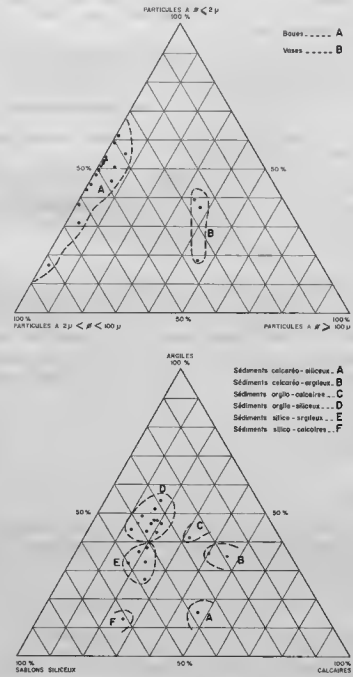


Fig. 47. — Points représentatifs de la granulométrie et de la composition de quelques sédiments pélitiques de la baie de Castiglione.

Ces sables deviennent très fins et roux en bordure des dunes de la Régbaïa et beaucoup plus grossiers devant les falaises plio-quaternaires de Suffren et de Surcouf. L'avant-plage est en général constituée par des sablons gris de même nature mais plus riches en débris de roches et en micas.

En baie d'Alger, les plages sont beaucoup plus étroites et formées par un sable roux qui, en bordure des « *platiers* » littoraux et dans les « *mattes* », est calcaréo-siliceux ou silico-calcaire. Il se compose en moyenne de 50 % de calcaire bioclastique et de calcite, le reste étant formé par des débris

Source : MNHN, Paris

de roches et du quartz anguleux. Au large, ces sables passent à des sablons noirs micacés, à débris ferrugineux abondants, qui s'enrichissent progressivement en argiles.

Dans la baie de Castiglione, les sables et les sablons siliceux forment une succession de belles plages de Douaouda au Ras Acrata. Ils appartiennent au système sablonneux de Sidi Ferruch, dont la partie marine (l'avant-plage) est très réduite, ne dépassant pas l'isobathe des 10 mètres. Ces sables fins sont très quartzeux et riches en *gemmes* particulièrement au niveau des laisses de haute mer (dans la partie la plus haute de l'estran). Que ce soit dans les grandes dunes de Zéralda ou à proximité de l'embouchure du Mazafran, leur composition est pratiquement constante et caractérisée par l'abondance de glauconie.

De Douaouda à Tipaza, en passant par Castiglione, Chiffalo, Bou Haroun, la frange sablonneuse littorale est très mince, en contact avec les grès dunaires. Les sables roux qui la constituent sont différents de ceux de Sidi Ferruch. Leur composition est très variable. Le démantèlement des grès dunaires apporte, comme en baie d'Alger, une importante fraction de calcaire bioclastique sous forme de débris d'Algues et de coquilles. Il faut aller jusqu'au Chenoua pour retrouver une plage de sables et sablons typiques au débouché de l'oued Nador. Plus à l'Ouest, au pied du massif du Chenoua, il n'existe plus de frange sablonneuse continue mais seulement quelques plages étroites.

Les vases silico-calcaires.

C'est en général un sédiment de transition entre les sablons littoraux et les bones du large. En baie d'Alger, ces vases contiennent des coquilles de Lamellibranches, des débris calcaires roux, un sablon noir analogue à celui du littoral où les débris de roches prédominent. L'ensemble est envobé dans 10 à 20 % d'argiles.

De même, à l'embouchure du Mazafran, ce sédiment forme une petite vasière dans laquelle des Foraminifères actuels se mélangent à beaucoup d'autres remaniés, à des cristaux de calcite et à un sablon noir correspondant à la fraction la plus fine et la plus lamellaire des sables de plage.

Les boues silico-argileuses.

Les boues silico-argileuses (sédiments silico-argileux) se composent en moyenne de 50 % des sablons siliceux, 30 % d'argiles et 20 % de calcaire. Dans la baie de Courbet-Marine comme dans la baie d'Alger, ces sédiments bordent vers le large les sablons siliceux des avant-plages. Dans leur fraction arénitique (peu importante), on trouve quelques coquilles, de rares débris de Bryozoaires (en baie d'Alger), quelques Foraminifères (*Ammonia, Quinqueloculina*) et des débris végétaux plus ou moins scoriacés. Leur fraction aleuritique, la plus importante, est formée par un sablon noir de même composition que le sablon de la frange littorale avec cependant plus de mica (biotite) et de débris de roches.

En baie de Castiglione, ces sédiments sont plus riches en calcaire : débris d'Algues, Foraminifères, et en glauconie.

Les sédiments siliceux, bien représentés dans la région algéroise sont cependant loin d'être dominants comme dans la région kabyle. Les sédiments argileux sont les plus répandus.

c) Les sédiments argileux.

Ils sont très fins, leur fraction arénitique est très peu importante et même parfois inexistante.

Les boues argilo-calcaires de la baie d'Alger.

Elles ne diffèrent des bones argilo-siliceuses que par une plus forte teneur en calcaire. Il semble que ce soit dû plutôt à une diminution locale du taux de sédimentation détritique qu'à une sédimentation calcaire plus intense. En effet, les sablons noirs micacés qui habituellement constituent l'essentiel de la fraction aleuritique sont ici très peu abondants, cette fraction étant elle-même peu importante.

Les boues argilo-siliceuses.

Elles recouvrent le rebord et le début de la pente continentale et contiennent de 40 à 50 % d'argiles.

Source : MNHN, Paris

En baie de Courbet-Marine, la fraction aleuritique de ces sédiments est formée par quelques quartz, de rares Ostracodes, des débris d'Oursins fouisseurs et surtout par des Foraminifères : *Bolivina, Bulimina, Cassidulina, Uvigerina, Angulogerina.*

Quelques lamelles de biotite altérée apparaissent parfois. La fraction aleuritique est essentiellement terrigène avec quartz, micas (biotite-muscovite) et des débris végétaux. Elles contient en outre des spicules d'Éponges et des formes jeunes de Foraminifères.

Dans la baie d'Alger, à proximité du banc de Matifou et du prolongement sous-marin du cap Matifou, ces boues s'enrichissent en calcaire : débris de Bryozoaires, de coquilles, d'Oursins fouisseurs et de Foraminifères (*Orbulina, Globigerina, Globorotalia, Uvigerina, Robulus, Eponides, Lagenidæ*, etc.). Parfois (échantillon n° 27), la glauconie y est abondante, soit en grains soit en remplissage de Foraminifères. En général, le test de ces Foraminifères glauconieux est craquelé, ocracé, ce qui semble indiquer un remaniement et exclure la possibilité d'une autbigenèse actuelle de ce minéral.

Partout ailleurs, dans la baie d'Alger et plus au large, ce sédiment contient beaucoup moins de calcaire et plus de sablons terrigènes micacés, à quartz dominant et débris de roches. La population de Foraminifères devient identique à celles des boues de la baie de Courbet-Marine.

En baie de Castiglione, la composition des boues argilo-siliceuses est peu différente sauf dans un cas particulier (n° 45) où la fraction arénitique contient un gravier siliceux à débris de roches cristallophylliennes et du calcaire bioclastique ocracé. On y constate aussi la présence de minéraux comme l'augite, l'ilménite, la gœthite, de Foraminifères calcifiés et glauconieux; se superpose à cela, une biocénose à Foraminifères actuels (*Globigerina, Uvigerina*, etc.), des spicules d'Éponges et des débris d'Oursins. Cette fraction de l'échantillon est donc tout à fait comparable à certaines vases calcaires et calcaréo-argileuses avoisinantes.

En résumé, les différents types de sédiments qui viennent d'être sommairement décrits sont relativement homogènes du massif de Djinet au Chenoua, mise à part la « *gravelle de Castiglione* », biofaciès d'une zone peu étendue au large de Castiglione.

Les sables et graviers, les vases calcaires dans lesquels on distingue « *sables fauves* » et « *sables blancs* », sables du large et sables côtiers, présentent les mêmes caractères que dans le Constantinois. Toutefois, leur disposition en « *bancs* » à proximité ou sur le rebord continental, parallèlement au littoral, constitue une certaine nouveauté et pose le problème de leur origine.

Aperçu sur la sédimentation dans la région de Port-Gueydon.

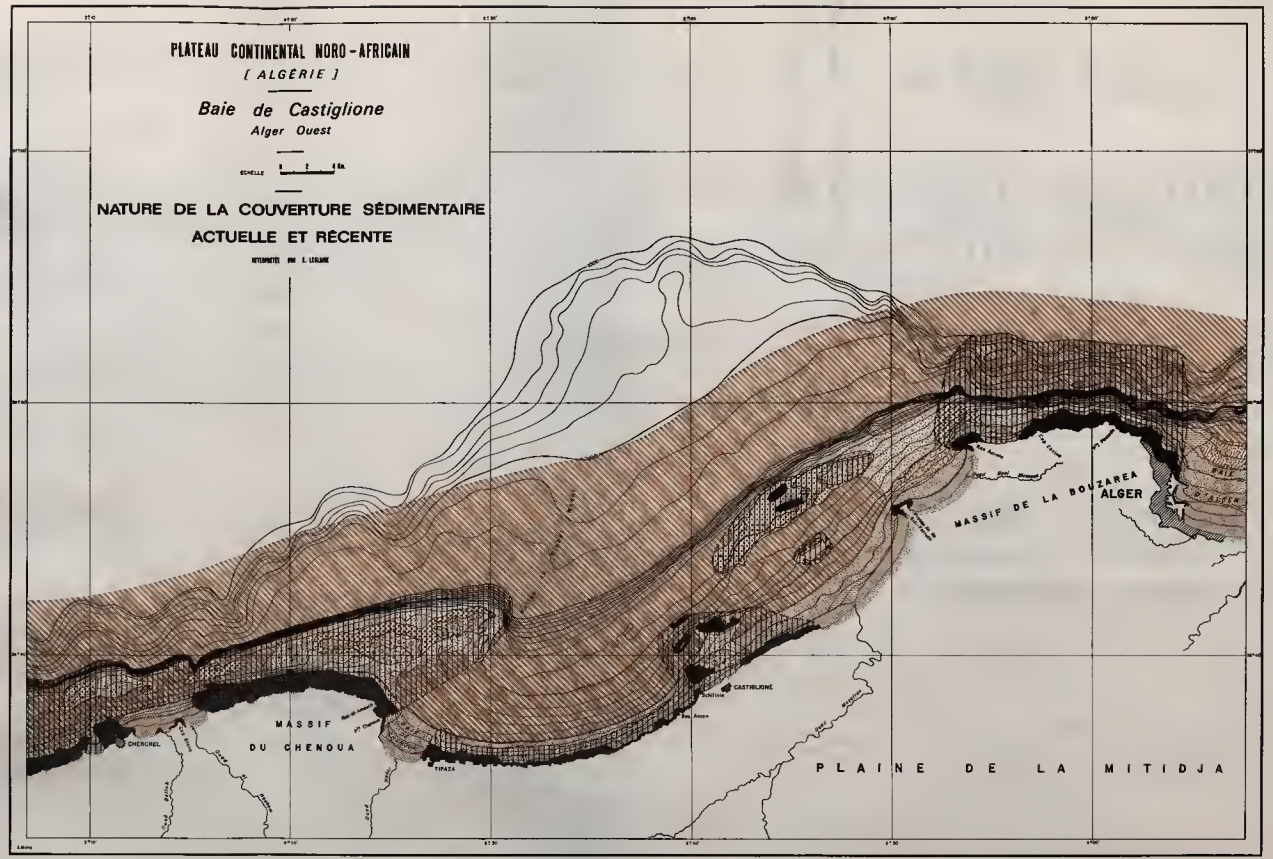
Toutes les données concernant cette région sont empruntées aux travaux de P. Muraour publiés en 1956 dans une note intitulée : « *Sédiments et sédimentation au large de la région située entre le cap Tédles et la pointe d'Aït-Raouna (Est de Tighzirt)* ».

Dix prélèvements effectués sur le rebord continental et le début de la pente continentale entre — 180 et — 400 mètres permettent de se faire une idée de la nature de la couverture sédimentaire de cette région.

Ce sont des boues très probablement argilo-siliceuses car l'analyse chimique totale révèle une forte proportion de silicate d'alumine — c'est-à-dire d'argiles — pour une teneur en calcaire comprise en 10 et 20 %. Les 6 à 10 % que représente la fraction grossière (à particules dont le diamètre est supérieur à 50 μ) sont formés par des **Foraminifères**, qui prédominent, et parmi lesquels l'association *Bulimina, Bolivina, Angulogerina, Uvigerina* est caractéristique. On y trouve encore des quartz et de nombreuses plaquettes de micas noirs et blancs. En règle générale, la biotite est toujours altérée voire même complètement transformée en chlorite.

Ces sédiments et les boues argilo-siliceuses de l'Algérois ne semblent donc pas présenter de grandes différences.

Source : MNHN, Paris



Légende

NATURE DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE NON CONSOLIDÉE

SÉDIMENTS CALCAIRES

- Boues calcaires - argileuses
- Vases calcaires
- Vases calcaires - argileuses
- Vases calcaires - sableuses
- Sables et graviers calcaires
- Sables et sables calcaires - silteux

SÉDIMENTS SILICEUX

- Boues siliceuses
- Boues siliceuses - argileuses
- Vases siliceuses
- Vases siliceuses - calcaires
- Vases siliceuses - argileuses
- Sables et graviers siliceux
- Sables et sables siliceux

SÉDIMENTS ARGILEUX

- Boues argileuses - calcaires
- Boues argileuses - siliceuses
- Vases argileuses - calcaires

LOCALISATION DU SUBSTRATUM CONSOLIDÉ

- Zone à affleurements sous-marins de substratum
- Zone à affleurements sous-marins probables du substratum sous-jacent

DIVERS

- Limite supposée des zones à affleurements sous-marins probables
- Limite des différents types de sédiments très probable / supposée
- Isobathes

BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source : MNHN, Paris

2 — CONSTITUTION DES PHASES MINÉRALES MAJEURES.

a) Le calcaire.

Dans les sédiments arénitiques et les vases calcaires.

Le calcaire des « *fonds vifs* » est le produit d'une biocénose actuelle variable suivant les conditions écologiques. Au sommet du banc de Matifou, les Cœlentérés (Hexacoralliaires) et les Algues calcaires encroûtantes sont abondantes. Au niveau des parties les plus basses de ce banc s'y ajoutent des Bryozoaires.

Sur les contreforts sous-marins du cap Matifou et du massif de la Bouzaréa, sur les îles et îlots comme la Bordelaise, les îles Sandja, l'île Agueli, les débris d'Algues calcaires encroûtantes et les Bryozoaires forment l'essentiel des sables et graviers. A propos des Algues calcaires, ce qui a été appelée « *Algues calcaires en boules* » (A. Grovel) ne correspond sans doute pas à des concrétions du type « *pralines* » mais désigne plutôt des galets de roche totalement revêtus d'une épaisse patine d'Algue.

Le calcaire des sables et graviers côtiers (baie d'Alger, baie de Castiglione) provient du démantèlement des grès dunaires ou des grès de plage avoisinants sous l'influence d'actions marines (boules) ou subaériennes (physico-chimiques). Il s'agit de débris d'Algues usés, ocracés, ferrugineux, de fragments de radioles d'Oursins et autres débris de coquilles. Ce calcaire est identique à celui des « *sables fauves* » qui constituent souvent une partie importante des « *bancs calcaires* » du large.

Un cas particulier et nouveau apparaît dans cette région : la « *gravelle de Castiglione* », formée en quasi-totalité par du maerl actuel ou très récent dont on donne un exemple de composition moyenne déterminée par J. P. Caulet (1970) :

Lithothamnium calcareum	60 %
Mollusques	6 %
Bryozoaires	5 %
Echinodermes	1 %
Foraminifères	+
Débris bioclastiques	26 %

Rappelons que du *maerl* a été observé dans les « *bancs de sables calcaires* » du large. Mais l'usure et la fragmentation considérable des arbuscules de *Lithothamnium calcareum*, les imprégnations d'oxyde et d'hydroxyde de fer, les incrustations de glauconie, la position bathymétrique anormale montrent que ce maerl n'est plus dans son milieu d'origine. La présence au large de ces « *bancs de sables* » ceinturés par des faciès pélitiques constitue une anomalie.

Le calcaire du plateau de Djinet et de la plate-forme du Cbenoua se présente sous la forme de coquilles de Lamellibranches, de Gastéropodes, de débris de Bryozoaires, de Foraminifères et d'Ostracodes. Les vases calcaires de Djinet étudiées par P. Muraour (1954 a) contiennent en particulier les genres suivants :

— pour les Mollusques : *Fissurella, Ancyla, Calyptrea, Cardium, Venus, Tapes, Pectunculus;*

— pour les Foraminifères : *Ammonia beccarii, Elphidium crispum, Cibicides lobatulus... Globorotalia inflata, Clobigerina bulloïdes.* Il semble que certains de ces Foraminifères et coquilles soient en position bathymétrique anormale car quelques genres cités ci-dessus sont connus habituellement dans la zone littorale. P. Muraour signale qu'il s'agit de coquilles vides en bon état de conservation et envisage un transport de faible amplitude par les courants.

Ces sédiments à coquilles mortes du plateau algérois sont, de par leur nature et leur situation, un faciès particulier qui ne semble pas exister sur la bordure sous-marine constantinoise. Le problème de leur origine et de leur âge se pose encore avec plus d'acuité quand on sait que ces sédiments calcaires contiennent aussi une importante quantité de sables quartzeux à gemmes. De même que le maerl des « *bancs de sable* » de la baie de Castiglione, ces vases calcaires du plateau de Djinet sont une anomalie.

Source : MNHN, Paris

Le calcaire des sables et sablons siliceux.

Dans tous les systèmes sablonneux, dans tous les sables et sablons, il existe une fraction calcaire représentant, en règle générale, 10 et 20 % du sédiment mais qui peut être localement plus importante. Ce calcaire est de trois sortes :

— des cristaux de calcite et de dolomie;

— des débris d'Algues calcaires y compris de *Lithothamnium calcareum*, des débris d'Oursins et de coquilles, l'ensemble étant plus ou moins ferrugineux et formant un véritable « *sable fauve* »;

— de très nombreux petits Foraminifères fossiles, en général calcifiés, silicifiés ou glauconieux parmi lesquels on reconnait souvent : *Globotruncana, Ammonia beccarii, Uvigerina, Globorotalia inflata,* etc. Ces petits Foraminifères sont très abondants dans les sablons des avant-plages. On les trouve d'ailleurs aussi dans les boues et les vases.

Le calcaire des sédiments pélitiques.

Les diagrammes des figures 46 et 47 montrent la relative pauvreté en calcaire de notre échantillonnage. Il est vrai que ce dernier est fait surtout de boues argilo-siliceuses et silico-argileuses de vasières ou de bandes de vase intermédiaires. Dans les **boues calcaréo-argileuses** : 30 à 50 % de $CaCO_3$, la fraction arénitique est formée, pour une partie seulement (en général faible), des mêmes éléments que les sables et vases calcaires. Toutefois, les Bryozoaires et surtout les **Foraminifères** sont beaucoup plus abondants et constituent en fait, l'essentiel du calcaire, sauf à proximité immédiate de sables.

Comme sur toute la plate-forme sous-marine constantinoise, les Foraminifères sont nombreux dans ce sédiment principalement localisé à proximité du rebord continental ou tout au moins sur la partie externe du plateau.

Les **espèces pélagiques** sont plus abondantes que les espèces benthiques. P. MURAOUR a calculé qu'elles constituent de 50 à 60 % de l'ensemble des Foraminifères et que parmi elles, *Globorotalia inflata* domine (40 à 60 %). Ce fait a valu à ce sédiment l'appellation de « *vases à Globigérines* » (P. MURAOUR) et de « *sables à Globigérines* » (A. GROVEL) (sables étant pris ici dans le sens de sable vaseux correspondant aux vases calcaires et calcaréo-argileuses de notre classification).

TABLEAU 21

Composition du calcaire dans quelques sédiments pélitiques du Plateau continental algérois.

Teneurs en calcaire (calcimétrie)	Vase calcaréo-argileuse Rebord continental n° 41	Boue argilo-siliceuse Canyon Courbet-Marine n° 15	Boue silico-argileuse Plate-forme littorale n° 23
Total	46 %	14,5 %	18,1 %
Arénitique	76,4	1	10
Aleuritique fin	12,3	60,1	63
Pélitique	11,3	38,9	27
Teneurs en organismes (estimation)			
Foraminifères	(+ Bryozoaires) 20 %	(+ Mollusques) 1-5 %	(+ Mollusques) 5-10 %
Coccolithes	< 1	10-20	< 5
Algues	40	—	—
Coquilles	30	—	—
Calcite	—	—	10-20
Calcaire microgranulaire	10	75-90	65-85

Dans les autres sédiments pélitiques, la teneur en calcaire est faible, le plus fréquemment comprise entre 10 et 20 %. Les boues argilo-siliceuses se caractérisent par le fait que le calcaire arénitique et aleuritique grossier (particules à $\varnothing \geq 25\ \mu$) ne représente que très rarement plus de 10 % du calcaire total alors que 50 à 80 % se trouve dans la fraction aleuritique fine (2-25 μ). Par contre, dans les sédi-

Source : MNHN, Paris

ments siliceux (boues et vases silico-argileuses) cette distribution est beaucoup plus variable (fig. 48 et 49). L'observation de ces fractions fines au microscope électronique montre en particulier que le calcaire aleuritique fin (2-25 μ) n'est pas formé par des Coccolithes qui sont rares sur le plateau continental, voire totalement absents, mais par du calcaire en micro-granules et micro-débris. Les Coccolithes deviennent nettement plus abondants au niveau du rebord et de la pente continentale. Il semble qu'un certain nombre soit remanié.

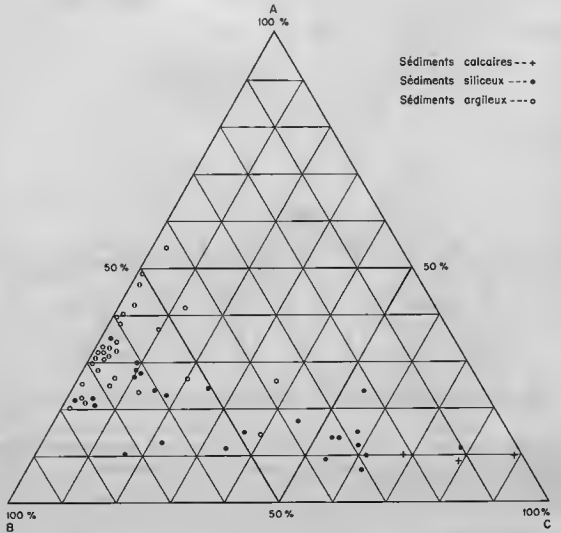


FIG. 48. — Points représentatifs de la répartition granulométrique du calcaire dans quelques sédiments pélitiques des baies d'Alger et de Courbet.
(A) = fraction pélitique du sédiment, (B) = fraction aleuritique fine ($2\,\mu < \varnothing < 25\,\mu$), (C) = fraction aleuritique grossière et fraction arénitique ($\varnothing \geqslant 25\,\mu$).

A titre d'exemple on trouvera dans le tableau 21 la distribution estimée du calcaire dans trois sédiments différents.

Sans entrer davantage dans les détails, une observation concernant la distribution des Foraminifères est intéressante à souligner ici. A l'instar de la bordure sous-marine constantinoise, nous avons constaté que **dans les boues argilo-siliceuses du rebord et du début de la pente continentale algéroise,** les Foraminifères benthiques sont nombreux et appartiennent notamment aux deux genres : *Bolivina* et *Bulimina*. Par contre, ce sont les formes pélagiques qui prédominent dans les vases calcaires et calcaréo-argileuses du plateau continental et du rebord avec les genres *Globorotalia* et *Globigerina*.

Source : MNHN, Paris

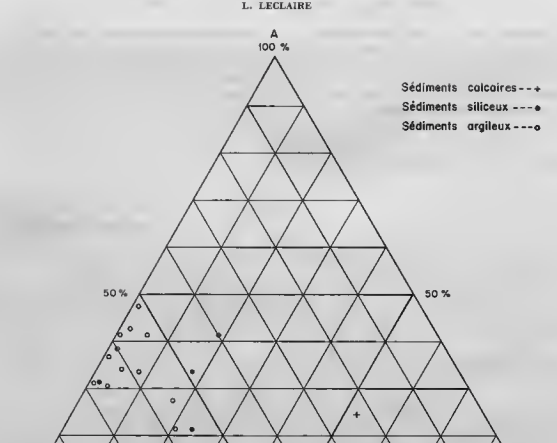


FIG. 49. — Points représentatifs de la répartition granulométrique du calcaire dans quelques sédiments pélitiques de la baie de Castiglione.
(A) = fraction pélitique du sédiment, (B) = fraction aleuritique fine ($2\,\mu < \varnothing < 25\,\mu$), (C) = fraction aleuritique grossière et fraction arénitique ($\varnothing \geqslant 25\,\mu$).

b) LA FRACTION SILICEUSE.

1) Composition minéralogique.

Les plages de Tighzirt et du Port-Gueydon sont formées par un sable peu quartzeux à débris de roche dans lequel les principaux minéraux accessoires sont des oxydes de fer : hématite, magnétite hématisée, gœthite, des pyroxènes (augite) et de l'épidote.

Le tableau 22 donne un exemple de la composition des sables de la grande plage de Djinet. Du cap Bengut au cap Djinet, cette composition ne varie pratiquement pas. La teneur en minéraux lourds est comprise entre 2 et 4 % environ. Mis à part les oxydes de fer qui en forment plus de la moitié, l'association pyroxènes-amphiboles (en général augite-hornblende brune) est à retenir de même que la présence en quantité notable de sillimanite et d'andalousite. Les micas : chlorites, biotite, ne sont pas négligeables. La magnétite fraîche qui se présente parfois en octaèdre, est relativement

Source : MNHN, Paris

peu abondante mais un grand nombre de grains doivent être altérés en hématite et autres oxydes de fer paramagnétiques.

Tableau 22

Composition moyenne des sables et sablons siliceux de la plage du cap Djinet
(ex. : n° P. 32)
(Estimation de l'importance pondérale relative des espèces minérales).

Constituants majeurs (⩾ 96 %)	Dominants		Secondaires
	Quartz (50 à 75 %)		Feldspaths Fragments de roches.
	Fréquents	Peu fréquents	Rares
Constituants mineurs	40 à 60 % Oxydes de fer paramagnétiques 10 à 30 % Pyroxènes monocliniques.	1 à 10 % Amphiboles monocliniques Sillimanite Andalousite Chlorite Biotite	⩽ 1 % Grenat Staurotide Disthène Magnétite Ilménite Rutile Anatase Leucoxène Pyrite Apatite Barytine Carbonates lourds Zircon Tourmaline Epidote Glauconie

Le système sablonneux de Courbet-Marine étudié dans le détail par P. Boutsse (1962) est très peu différent. Les sables des dunes et des plages sont nettement moins riches en quartz et feldspaths (au maximum : 50 %) par contre les carbonates : calcite, ferro-calcite, dolomie, y sont beaucoup plus abondants de même que les micas (biotite, muscovite, chlorite). La teneur en minéraux lourds est en moyenne de l'ordre de 2 à 10 %. Les espèces les plus fréquentes sont dans l'ordre : les carbonates, l'augite, la chlorite, la biotite, le grenat, l'andalousite et le zircon.

Plus à l'Ouest, **les plages du Rocher noir**, du Bou Douaon, sont plus pauvres en minéraux lourds (1 à 3 %) mais de composition moyenne identique. Dans les deux cas, à l'instar de la plage de Djinet, les oxydes de fer et produits d'altération oxydés constituent plus de la moitié de l'ensemble des minéraux mineurs. Les sablons noirs des avant-plages, hors la barre littorale, sont plus riches en micas, particulièrement en chlorite (altération de la biotite), en débris de roches plus ou moins lamellaires (schistes cristallins), en zircon, rutile, apatite.

En définitive, du point de vue purement minéralogique, on constate que le système sablonneux qui s'étend des abords du cap Matifou au cap Bengut se caractérise par l'association : **augite-andalousite**, traduisant la double influence des roches éruptives et métamorphiques qui forment l'ossature de l'arrière-pays.

Les sablons gris ou noirs de la baie d'Alger sont très pauvres en éléments accessoires des roches autres que les oxydes et les produits d'altération ferruginisés. La teneur en quartz et feldspaths est particulièrement faible : 6 %, alors que 86 % en moyenne des sablons sont des débris de roches plus ou moins lamellaires (micaschistes, gneiss) avec biotite et chlorite.

Source : MNHN, Paris

TABLEAU 23

Composition moyenne des sables et sablons siliceux de la plage de Sidi Ferruch (Palm-Beach). (Estimation de l'importance pondérale relative des espèces minérales).

Constituants majeurs (86 %)	Dominants		Secondaires
	Quartz (50 à 75 %)		Débris de tests calcaires. Calcite
Constituants mineurs (14 %)	Fréquents	Peu fréquents	Rares
	50 à 75 % Oxydes de fer paramagnétiques (Limonite-Gœthite-Hématite) 5 à 25 % Glauconie	1 à 5 % Tourmaline Ilménite Chlorites Pyroxènes monocliniques Magnétite Carbonates lourds (Dolomie - Sidérose).	< 1 % Rutile Anatase Leucoxène Spinelles Corindon Pyrite Apatite Monazite Barytine Zircon Sphène Topaze Amphiboles monocliniques Epidote Grenat Sillimanite Disthène Staurotide Andalousite

Le tableau 23 résume la composition d'un sable dunaire pris comme exemple du système sablonneux de Sidi Ferruch. La dune où a été effectué le prélèvement (Plage des Pins) est récente et recouvre une dune ancienne plus ou moins consolidée, à Gastéropodes.

Les sables *échantillonnés* un peu partout dans cette dune sont riches en éléments lourds : 5 à 20 %. Le quartz est le minéral largement dominant : 50 à 75 %. Une fraction non négligeable de ces sables est constituée par du calcaire organogène (bioclastique et Foraminifères remaniés) et de la calcite.

Parmi les constituants mineurs ce sont encore les oxydes ou hydroxydes de fer (limonite, gœthite) et les produits d'altération qui prédominent. Mais du fait de la forte teneur en minéraux lourds, les espèces transparentes sont malgré tout abondantes.

Cette frange sablonneuse est la seule sur toute la bordure algérienne à contenir autant de glauconie (*). Ce minéral se présente sous la forme de grains verts à patine superficielle noire déchirée par des fentes de retrait. La plupart de ces grains sont des moules internes de Foraminifères.

Parmi les minéraux abondants, la tourmaline réapparaît, plus exactement les tourmalines car, dans ce sable sont réunies la plupart des variétés colorées de ce *gemme* : brune, jaune pâle, incolore, bleu pâle, vert pâle, et même bicolore (coloration zonale transversalement au prisme). On trouve encore l'ilménite, la magnétite en grains ou pseudo-cubes, la chlorite et les pyroxènes : diopside, augite,

(*) Détermination par diffractométrie.

Source : MNHN, Paris

et une forme orthorhombique rare : l'**hypersthène.** Ces espèces dominantes sont accompagnées de tout un cortège de minéraux plus rares à silicates de métamorphismes et amphiboles brunes. Il est fréquent d'observer au pied des dunes récentes, au niveau des laisses de haute mer, un sable noir, fin, qui recouvre une certaine surface de la plage. C'est une concentration à plus de 50 % de gœthite, hématite, magnétite, tourmaline et pyroxènes.

Les sables de Sidi Ferruch sont certainement, de toute l'Algérie, ***les plus riches en espèces*** minérales et en variétés.

De la plage de Sidi Ferruch à la grande plage du Mazafran, la composition fondamentale de ces sables change peu. On constate seulement, à proximité de l'embouchure de l'oued, un enrichissement en Foraminifères calcifiés, silicifiés ou glauconieux.

La baie d'Alger sépare donc deux systèmes sablonneux très différents du point de vue minéralogique puisque l'un se caractérise par l'**association augite-andalousite,** l'autre par le **couple glauconie-tourmaline.**

2) **La texture des sables.**

Du point de vue de la texture, les sables de la grande plage du cap Djinet sont relativement homogènes car, du cap à l'oued Sébaou, ils sont formés essentiellement par une même population de grains qui détermine sur la courbe de distribution granulométrique un Mode voisin de 0,75 Φ.

Toutefois, au niveau de l'estran, cette population centrale, toujours apparente, n'est plus dominante (fig. 50). Le diamètre moyen des grains de sables est compris entre 0,6 et 0,8 mm; localement, dans les zones d'« ombre », abritées de la houle (proximité du cap), le sable est plus fin.

La frange sablonneuse de Courbet-Marine étudiée par P. Bouysse (1962) est formée par des sables relativement fins dans les dunes : $x^* = 0{,}250$ à $0{,}280$ mm et par des sables de plage beaucoup plus grossiers surtout au niveau de l'estran, $x^* = 0{,}400$ à 1 mm. L'avant-plage est en général constituée par des sables fins ou des sablons : $x^* = 0{,}200$ à $0{,}100$ mm. Le procédé d'analyse granulométrique adopté pour cette étude n'étant pas le même que le nôtre, nous ne sommes pas en mesure de préciser d'avantage; il manque en particulier un paramètre important : le Mode dont l'extraction, par dérivée graphique, aurait peut-être permis de saisir d'une façon nette les fluctuations des principales populations de grains de sables au niveau des barres littorales et des fosses de lévigation.

Nous avons déjà eu l'occasion de traiter de la texture des sables des plages du Rocher Noir (Leclaire, 1963 b), sables dont le diamètre moyen des grains varie de 250 à 1 000 μ suivant la saison et la position par rapport à un épi naturel. Nous reviendrons ultérieurement sur les aspects de la fluctuation saisonnière de la texture des plages.

En baie d'Alger, les sédiments meubles, vraiment siliceux, sont des sablons dont le diamètre moyen est compris entre 80 et 120 μ. Ils sont plus fins que ceux qui constituent l'avant-plage du système précédent.

En ce qui concerne le talus de Sidi Ferruch, il se caractérise par une population de grains généralement dominante qui donne à la courbe de distribution granulométrique un Mode très voisin de 2,25 Φ, pour x^* compris entre 0,190 et 0,270 mm. Ce Mode est constant dans toutes les dunes et les plages. Toutefois, la texture de cette frange sablonneuse se modifie à l'approche de l'embouchure de l'oued Mazafran, la courbe de distribution devient bimodale; à côté du Mode principal (2,25 Φ) apparaît un second, fluctuant de 0 à 0,75 Φ.

Remarquons encore une fois que ces valeurs du Mode n'apparaissent pas ici pour la première fois mais qu'au contraire nous les avons déjà extraites des sables constantinois.

Par ailleurs, il a été constaté que les courbes de distribution des sables noirs à forte concentration d'éléments lourds (laisses de hautes mers) ont une tendance nette à la bimodalité avec asymétrie positive. Ces courbes ne sont en fait que l'enveloppe de deux populations, l'une normale, commune à tous les systèmes, dans laquelle les quartz sont largement dominants, l'autre, surajoutée correspondant à un apport de minéraux lourds.

P. Bouysse, dans le cadre de l'étude sédimentologique de la plage de Courbet-Marine a effectué une analyse morphoscopique des sables. Il constate que, d'une manière générale, même dans les dunes,

Source : MNHN, Paris

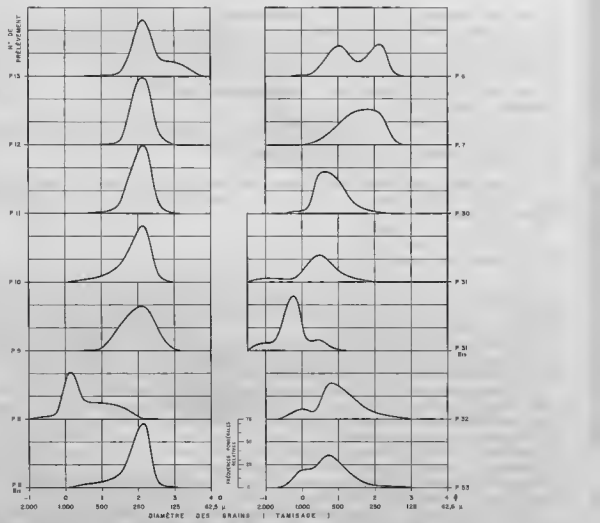


FIG. 50. — Courbes granulométriques de quelques sables de la bordure littorale algéroise.
Sables de plages : n° P. 8 bis (Douaouda), P. 11 (Sidi Ferruch), P. 13 (*id.*), P. 30, P. 31, P. 32, P. 33 (cap Djinet) ; Sables de l'estran : n° P. 6 (près emb. O. Mazafran), P. 8 (Douaouda), P. 10, P. 31 bis (cap Djinet) ; Sables de dunes : n° P. 7 (dune à l'Est de Douaouda), P. 9 (Zéralda), P. 12 (Sidi Ferruch).
(Pour la localisation, cf. cartes en annexe).

les grains ronds mats ne sont jamais francs mais formés par un grand nombre de : « *grains émoussés luisants en voie de picotement* ». Cet auteur montre que les sables de la plage de Courbet n'ont pas subi un remaniement intense puisqu'ils sont formés par 70 à 80 % de grains non usés. Dans la dune, la proportion de grains usés (ronds mats) atteint 27 % au maximum.

L'auteur conclut à la faible éolisation de ce système sablonneux et à la concordance entre ses observations et celles de D. GERVAIS (1954) pour qui le faible degré d'usure des sables de la Méditerranée est en relation avec la proximité de la roche mère et l'absence de marées. Nous reviendrons ultérieurement sur ce problème.

Notre analyse de l'état d'usure des grains de sable de la plage de Djinet confirme en partie, pour ce secteur, les conclusions précédentes. Il apparaît en effet (fig. 51), que les quartz sont pratiquement « natifs » ou en tous cas très « frais ». Il en est de même des pyroxènes et des amphiboles. Cependant, le zircon et le rutile montrent une certaine usure. Il en est pratiquement ainsi pour les plages du Rocher Noir à Suffren, en particulier dans les dunes de la Reghaïa où les quartz en grains très anguleux ou en cristaux prismés bipyramidés ne portent pas trace d'usure importante. Par conséquent, la frange sablonneuse de ce secteur semble très peu remaniée.

Source : MNHN, Paris

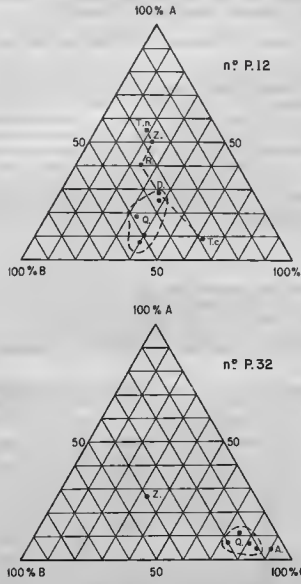


Fig. 51. — Diagrammes avec points représentatifs de l'usure et de l'altération des formes de quelques minéraux des sables de la bordure littorale algéroise.

(A) = arrondis à très arrondis, (B) = subarrondis à subanguleux, (C) = anguleux à très anguleux (natifs).
(Q) = quartz, (T. n.) = tourmaline noire, (Z) = zircon, (R) = rutile, (D) = disthène, (T. c.) = tourmaline claire, (A) = angite.

Le système sablonneux de Sidi Ferruch est à cet égard bien différent, au moins dans sa partie la plus importante située hors de l'influence directe des apports du Mazafran. Les quartz sont en effet nettement plus usés que précédemment (fig. 51, P. 12). D'autre part, des minéraux comme les tourmalines, le zircon, le rutile, le diopside ont subi une indubitable altération de leur forme cristalline originelle. On observe des différences importantes dans le degré d'altération des variétés d'une même espèce comme la tourmaline. Plus de 50 % des variétés brunes et noires sont arrondies à très arrondies (subsphériques) alors que 10 % seulement des variétés claires se trouvent dans le même état.

De ce point de vue, les minéraux choisis forment deux groupes : le premier, très remanié, à tourmalines brunes, zircon et rutile; le second à diopside et tourmalines claires, légèrement remanié.

Il apparaît dès maintenant que l'histoire de ces sables (la période actuelle semble négligeable)

Source : MNHN, Paris

doit être particulièrement complexe et qu'il ne faut pas rechercher, *a priori*, l'origine des minéraux qu'ils contiennent uniquement dans les massifs côtiers d'aujourd'hui.

La composition de la fraction sablonneuse des sédiments pélitiques est particulièrement intéressante dans deux cas.

Dans les vases calcaréo-siliceuses du banc de Matifou, c'est un véritable sable quartzeux à pyroxènes (augite-diopside), grenat, staurotide, oxydes de fer et glauconie, micas. Ce cortège minéralogique rappelle par sa composition celui du système sablonneux de Courbet.

Dans les vases calcaires du plateau de Djinet c'est un sablon relativement riche en pyroxènes, grenat, tourmaline, amphiboles et zircon (J. H. Durand, 1954). Plus rares sont le corindon, le rutile, la staurotide, l'anatase, la sillimanite et la monazite. Ces minéraux n'apparaissent plus dans les boues, 100 mètres plus bas, boues dont la fraction aleuritique est formée par du quartz, des micas et débris de roches. L'échantillon n° 45, prélevé dans la baie de Castiglione est aussi une exception. Partout ailleurs, la fraction sablonneuse qui, dans presque la moitié des cas, représente 30 à 40 % du sédiment total, est constituée par du quartz, des micas, des débris de roches et de très rares minéraux comme l'apatite, le zircon et des fragments de pyroxènes.

c) Les argiles.

Près de 50 % des échantillons prélevés dans cette région algéroise contiennent de 40 à 50 % d'argiles tandis que dans 10 à 15 % la teneur en phyllites dépasse 50 %. Cette richesse en argiles de certains sédiments pélitiques comme les boues argilo-siliceuses est confirmée par les analyses de P. Muraour qui donnent pour « *les vases fines de Djinet* » (c'est-à-dire les boues) : 46,3 % de SiO_2 et 21,9 % de $Fe_2O_3 + Al_2O_3 + TiO_2$ ce qui laisse supposer une richesse relative en silicates d'alumine.

Tableau 24

Quelques exemples de la composition des argiles dans les sédiments pélitiques du plateau continental algérois.
(Les pourcentages relatifs des diverses espèces sont indicatifs à 10 % près).

Nos	Quartz	Illite	Kaolinite	Montmorillonite	Chlorites
1	+	70 (ouverte)	30	–	–
9	–	70 »	10	–	20
11	–	70 »	10	–	20
15	+	70 »	30	–	–
18	–	70 »	10	–	20
21	+	70 »	30	–	–
27	–	70 »	10	–	20
37	–	70 »	10	–	20
40	–	80 »	10	–	10
41	–	70 »	30	–	–
47	–	70 »	30	–	–
62	++	70 »	30	–	–
78	+	70 »	30	–	–
83	+	70 »	30	–	–
90	++	75 »	25	–	–
93	–	70 »	30	–	–
96	+	70 »	30	–	–
102	–	70 »	10	–	20
103	++	75 »	25	–	–
Marnes bleues (Suffren)	++	70 »	30	–	–

Source : MNHN, Paris

De son côté, J.H. Durand (1953) a trouvé des teneurs tout à fait comparables aux nôtres. Toutefois, A. Grovel (1961) à partir d'expériences de mécaniques des sols conclut au contraire à une relative pauvreté en argiles des sédiments de cette région. Cette divergence a vraisemblablement pour origine la méthode indirecte utilisée par cet auteur.

Les analyses de la nature et de l'importance relative des différentes espèces minérales des argiles dont quelques exemples figurent dans le tableau 24, confirment celles de J.H. Durand. Cet auteur a en effet mis en évidence le fait que l'association illite-kaolinite à illite prédominante caractérise les argiles de la région algéroise. L'illite est particulièrement abondante puisqu'elle forme jusqu'à 80 % de l'association. Ce minéral est toujours du type « ouvert ». Si la kaolinite accompagne seule l'illite en baie de Castiglione, il n'en est pas de même dans les baies d'Alger et de Courbet où, dans l'ordre d'importance, elle semble parfois devancée par les chlorites. La présence très probable de chlorites n'est pas pour surprendre car elles se trouvent dans la plupart des dépôts sablonneux et pélitiques de l'arrière-pays.

A titre de comparaison, l'analyse diffractométrique de quelques échantillons de marnes bleues miocènes, qui affleurent sur les plages d'Aïn Taya et de Suffren, a été effectuée. Les argiles de ces marnes sont aussi l'illite (70 %) et la kaolinite (30 %). Les mêmes espèces, sensiblement dans les mêmes proportions, forment donc l'essentiel de la fraction pélitique de dépôts miocènes et actuels.

A noter encore que le quartz de la fraction aleuritique fine et de la fraction pélitique apparaît nettement dans certains échantillons (tableau 24).

3 — APERÇU SUR QUELQUES CONSTITUANTS MINEURS DES SÉDIMENTS PÉLITIQUES.

a) La matière organique.

La moyenne régionale des teneurs en carbone organique est de 0,60 % pour 0,093 % d'azote. Les valeurs les plus fréquentes se situent entre 0,5 % et 0,4 % pour le carbone principalement en baie d'Alger. Les teneurs en azote correspondantes sont respectivement 0,090 et 0,10 % (diagrammes des figures 52 et 53).

Les dosages de carbone effectués par J.H. Durand (1953-1954) sur des sédiments de la baie de Castiglione et du plateau de Djinet ont donné comme résultats, des teneurs comprises entre 0,4 et 0,7 %, tout à fait comparables aux nôtres.

Le coefficient de corrélation $\rho' = 0{,}80$ déterminé à partir de l'ensemble de nos échantillons est satisfaisant (fig. 54). Cela tient certainement au fait que les apports de matière organique végétale (détritique) n'interviennent pas aussi fortement qu'à Djidjelli. A Alger, en effet, aux fortes teneurs en carbone correspondent des teneurs élevées en azote. Il n'y a que rarement (uniquement à proximité du littoral) des déficits relatifs en azote qui donnent au rapport C/N des valeurs anormalement élevées. Nous avons pu observer cette matière organique sous forme de débris ligneux ou cellulosiques dans les boues silico-argileuses de la baie d'Alger et à proximité des *« mattes »*, en baie de Castiglione.

Les sédiments les plus riches en matières organiques sont toujours les boues argilo-siliceuses, les plus pauvres : les sédiments calcaires. Ainsi, la quantité de matière organique contenue dans la couverture sédimentaire superficielle de cette région semble, comme dans le Constantinois, plus ou moins directement liée à la teneur en argile.

b) Les sulfures.

Les monosulfures (tableau 25) sont présents à l'état de trace ou en faible quantité un peu partout dans les sédiments pélitiques argileux ou siliceux de la région algéroise. La teneur maximum (mesurée en soufre) de 4 μ g/g peut paraître très faible mais, compte tenu de ce que nous avons déjà écrit à

Source : MNHN, Paris

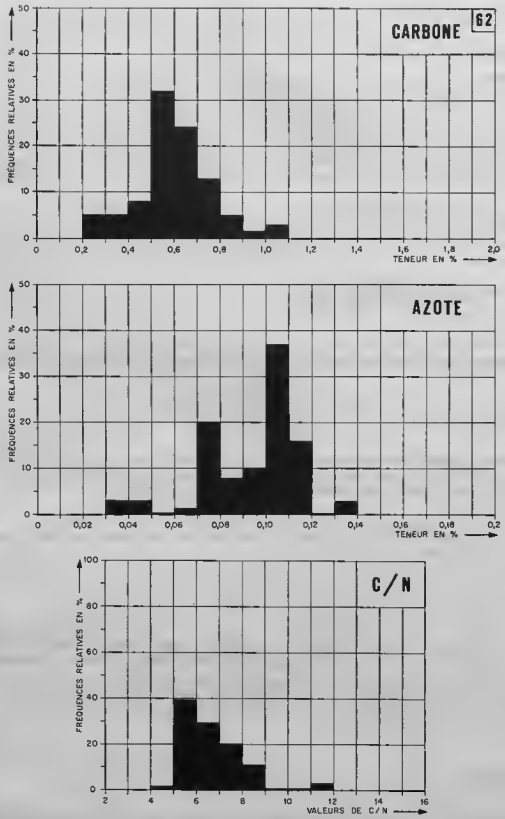


FIG. 52. — Distributions de fréquences des teneurs en azote et carbone organique et des valeurs de C/N de quelques sédiments pélitiques des baies de Courbet et d'Alger.

Source : MNHN, Paris

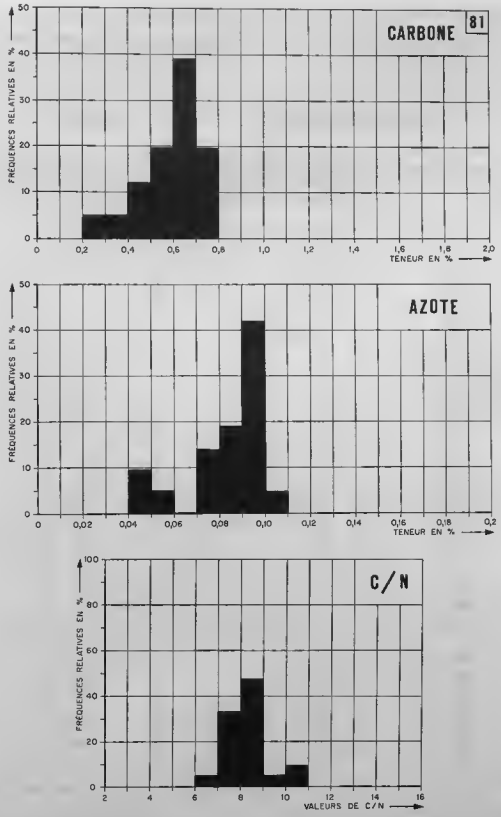


FIG. 53. — Distributions de fréquences des teneurs en azote et carbone organique et des valeurs de C/N de quelques sédiments pélitiques de la baie de Castiglione.

Source : MNHN, Paris

cet égard (cf. la région kabyle), elle traduit l'existence de micro-milieux très riches en monosulfures noyés dans une masse de sédiments inertes.

Ces monosulfures sont surtout présents en baie d'Alger et dans la baie de Courbet. Ils contribuent à donner au sédiment cette couleur grise très foncée ou franchement noire bien connue dans les vasières.

TABLEAU 25

Le soufre des sulfures dans quelques sédiments pélitiques du plateau algérois.
(Les teneurs sont exprimées en % par rapport au poids sec de l'échantillon total).

N° de l'échantillon	% Soufre des monosulfures (S^{--} et HS^{-})	% Soufre de la pyrite (ou marcassite)
11	—	$2{,}2 \cdot 10^{-2}$
15	$3{,}2 \cdot 10^{-4} = 3{,}2$ µg/grammes	—
16	3 »	—
17	1,6 »	2,3 »
22	1,7 »	—
23	2,3 »	—
24	1,5 »	—
30	traces	—
34	3 »	—
35	2,5 »	—
36	traces	—
37	2,2 »	—
46	1,6 »	—
47	1,5 »	—
48	1,4 »	3
59	—	1,8
80	—	$20 \cdot 10^{-2}$
93	traces	—
95	2,4 »	6,1 »
96	2,5 »	2,8 »
97	2,3 »	1,5 »
98	1,5 »	1,5 »
99	—	2,7 »
100	—	2,7 »
101	—	3 »
104	—	traces
106	2,8 »	2,8 »
111	—	1,5 »
112	traces	—
114	traces	2,2 »
116	traces	traces
120	3 »	2,8 »
121	4 »	5 »

Les boues à monosulfures de la baie d'Alger sont donc tout à fait comparables à celles du plateau kabyle mais elles contiennent en plus de la pyrite néogénique. Les teneurs en soufre de la pyrite (tableau 25) comprises entre 0,06 et 0,01 % ne sont pas uniquement l'expression de cette néogenèse

Source : MNHN, Paris

car une partie de la pyrite est détritique. La distinction est difficile à établir avec certitude car ces sulfures d'origine différente peuvent se présenter sous la forme : en remplissage de jeunes Foraminifères très petits et pratiquement non déterminables. En dehors de la baie d'Alger, il semble bien que la pyrite soit uniquement détritique et provienne, comme au large du Mazafran, du remaniement de formations néogènes où ce minéral est abondant (0,05 à 1 % exprimé en soufre). La pyrite en épigénie ou en remplissage de Foraminifères fossiles se trouve d'ailleurs un peu partout dans la frange sablonneuse littorale. C'est surtout sous cette forme qu'elle se présente dans l'échantillon n° 80 (vase calcaréo-argileuse au Sud du banc de Matifou), ce qui explique la teneur anormalement élevée de 0,2 %.

Sans pouvoir préciser l'importance de la pyrite détritique, le fait que ce minéral remplisse ou pseudomorphose des formes juvéniles d'espèces comme *Hyalinea baltica*, de genres comme : *Bolivina*, *Bulimina*, constitue un indice très favorable à l'hypothèse d'une authigenèse actuelle, phénomène par ailleurs mis en évidence par P. Muraour (1956), dans les boues prélevées sur le rebord continental au large de Tighzirt.

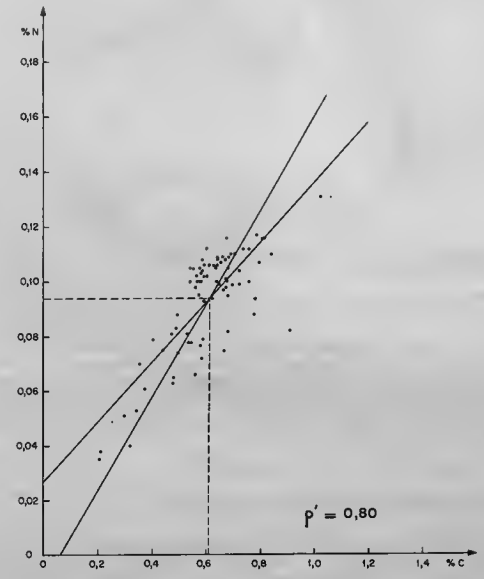


Fig. 54. — Relation entre l'azote et le carbone organique de quelques sédiments pélitiques du plateau continental algérois. Droites d'estimation linéaire et coefficient de corrélation.

Source : MNHN, Paris

c) Le fer et les « complexes ferrugineux ».

Les teneurs en fer facilement soluble s'écbelonnent en règle générale de 2,5 à 3 % par rapport à l'écbantillon total sec. Le diagramme de la figure 55 montre qu'en fonction des teneurs en Fe^{2+} et Fe^{+3} les écbantillons analysés se répartissent en deux groupes :

— l'un où le rapport Fe^{+3}/Fe^{2+} est compris entre 1 et 2,

— l'autre où cet indice se situe entre 2,5 et 3,5.

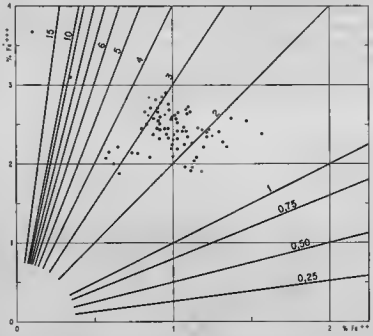


Fig. 55. — Points représentatifs des teneurs en fer réduit et oxydé soluble dans H Cl de quelques sédiments pélitiques du plateau algérois, 1°. (*indice rédox*).

On a constaté que pratiquement tous les échantillons à sulfures étaient du premier groupe. Ainsi, à l'instar de la plate-forme kabyle, l'existence de milieux faiblement à nettement réducteurs est confirmée dans l'Algérois.

La glauconie se rencontre principalement dans les sables et sablons littoraux et dans les « *bancs calcaires* » du large. Rien ne permet d'envisager, dans cette région, sa genèse actuelle. On ne la trouve pas, par exemple, en remplissage de Foraminifères planctoniques ou benthiques strictement quaternaires. Par ailleurs, les Foraminifères glauconieux ont un test souvent calcifié, craquelé, manifestement remanié. Les Algues des « *bancs calcaires* » (Lithothamniés), incrustées de glauconie, sont mortes et furent, semble-t-il, en partie remaniées. En première analyse, il apparaît donc que la glauconie est probablement détritique et, de toute façon, mise en place avant l'époque actuelle.

4 — QUELQUES INDICES SUR LA NATURE DU SUBSTRATUM.

Deux échantillons arrachés au substratum du banc de Matifou sont constitués par une roche très altérée, à sphérolites de micropegmatite (à étoilement) et à sphérolites de quartz amorphe (calcédoine). On reconnaît quelques feldspaths et quelques pyroxènes automorphes; certains sont maclés et le plus souvent, il ne reste que leur fantôme. La pâte est vitreuse dans son ensemble, parfois émaillée de cubes de pyrite. Il s'agit vraisemblablement d'une rhyolite.

Source : MNHN, Paris

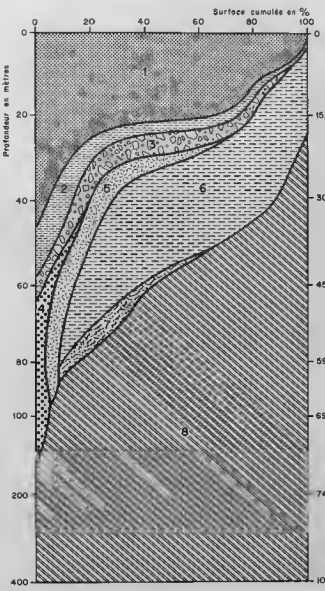


Fig. 56. — Diagramme illustrant la variation relative de la surface couverte par les principaux faciès en fonction de la profondeur, en baies d'Alger et de Courbet-Marine.
Les figurés utilisés pour la représentation des sédiments sont les mêmes que ceux des cartes sédimentologiques correspondantes.

1 — Sables et sablons siliceux;
2 — vases silico-calcaires;
3 — sables et graviers calcaires;
4 — vases calcaires;
5 — vases calcaréo-argileuses;
6 — boues silico-argileuses;
7 — boues argilo-calcaires;
8 — boues argilo-siliceuses.

Deux autres échantillons provenant respectivement des prolongements sous-marins du cap Matifou et des îles Sandja sont des fragments de roche fortement altérée à feldspaths abondants dont on ne voit plus guère que des fantômes. La pâte semble microlitique, plus ou moins fluidale. On y rencontre des pyroxènes. Le quartz est très peu abondant. Ce serait, à notre avis, deux échantillons d'andésite.

Sur la carte géologique d'Alger (édition 1964, A. Aymé), les îles Sandja sont notées α, andésites quartziques du Burdigalien. Il en est de même pour le rocher « *La Bordelaise* » dont nous possédons un très petit échantillon contenant quartz, feldspaths, pyroxènes. Toutefois le quartz est nettement plus abondant que précédemment.

L'île Agueli semble constituée par des bancs de grès à éclats de quartz très anguleux, débris de roches (gneiss, micaschistes), cristaux de feldspaths, de calcite, lamelles de chlorite flexueuses. Ce grès à ciment plus ou moins argileux, amorphe, contient une microfaune peu abondante parmi laquelle nous avons reconnu des Foraminifères (Globigérinidés). Sur la carte d'Alger, ces grès sont rangés dans le Miocène marno-calcaire et gréseux.

Enfin sur la plate-forme sous-marine, au large de Suffren, des galets et des fragments de marnes bleues à passées gréseuses ont été dragués. La microfaune calcifiée est identique à celle des marnes

Source : MNHN, Paris

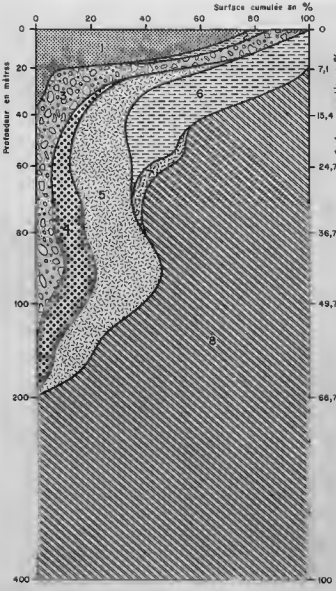


Fig. 57. — Diagramme illustrant la variation relative de la surface couverte par les principaux faciès en fonction de la profondeur, dans la baie de Castiglione. Les figurés utilisés pour la représentation des sédiments sont les mêmes que ceux des cartes sédimentologiques correspondantes.

1 — Sables et sablons siliceux;
2 — vases silico-calcaires;
3 — sables et graviers calcaires;
4 — vases calcaires;
5 — vases calcaréo-argileuses;
6 — boues silico-argileuses;
7 — boues argilo-calcaires;
8 — boues argilo-siliceuses.

bleues qui affleurent de Jean-Bart à Surcouf et qui forment (v. chap. II) un anticlinal orienté S-W, N-E. C'est donc très probablement sur le prolongement en mer de ces séries miocènes à l'affleurement que nous avons dragué. Rappelons que ces marnes bleues miocènes doivent constituer une partie importante du substratum du plateau continental de la baie de Courbet.

Les cartes sédimentologiques : feuilles d'Alger Ouest (baie de Castiglione), feuille d'Alger Est (baie d'Alger et de Courbet), les diagrammes des figures 56 et 57 montrent à l'évidence que la sédimentation argileuse avec le faciès : boues argilo-siliceuses à illite et quartz, caractérise la région algéroise.

La sédimentation siliceuse est beaucoup plus importante à l'Est qu'à l'Ouest et se limite pour l'essentiel à la bordure littorale. Les deux grands systèmes sablonneux à pyroxènes et silicates de métamorphisme (Est), glauconie et tourmaline (Ouest) sont, du point de vue de leur texture, de leur nature et de leur origine, très différents.

Quant à la sédimentation calcaire qui ne recouvre que 8 % de la surface du plateau (feuille Est), elle reste très intéressante à deux points de vue. Tout d'abord une partie seulement des faciès calcaires

Source : MNHN, Paris

est attribuable sans réserve à l'époque actuelle, l'autre partie comprend des matériaux probablement remaniés dont la mise en place s'est effectuée au cours d'époques plus anciennes.

Enfin, la disposition des sédiments calcaires grossiers du large en « *bancs* » parallèles à la côte, au niveau du rebord continental, « *bancs* » séparés du rivage par des *vasières*, rappelle étrangement le schéma de sédimentation du plateau continental français (atlantique, languedocien) : sables côtiers, sables profonds (sables du large) séparés par une « *bande de vase* ». Ce schéma serait d'ailleurs très ubiquiste puisqu'on le retrouve dans le golfe du Bengale, sur le plateau marocain, sur celui de la Nouvelle-Angleterre, en Manche, etc...

C. LA PROVINCE ORANAISE DU PLATEAU CONTINENTAL

De l'Algérois on passe brusquement à l'Oranie, laissant dans l'ombre la région de Ténès et de Gouraya (2 feuilles) soit une grande partie de la bordure sous-marine du Dahra et la totalité de celle des Beni-Ménacer. C'est donc une importante lacune que malheureusement, une fois de plus, nous n'avons pu combler. Il est très probable que la sédimentation dans ces régions soit notablement différente de celle qui se manifeste en Oranie, mais nous n'avons à cet égard aucune donnée précise.

Nous venons de voir dans les pages précédentes, que la couverture sédimentaire est de nature principalement argileuse sur la partie médiane du plateau continental (Alger), silicense puis calcaire à l'Est. A l'Ouest, en Oranie, le calcaire devient à nouveau le constituant majeur des sédiments, particulièrement dans le golfe d'Oran et ses abords. Les deux ailes du plateau continental algérien sont surtout reconvertes par des faciès calcaires.

Dans le golfe de Nemours, extrême Onest de cette bordure, s'effectue une transition : le passage à la sédimentation argileuse des bordures marocaines et plus particulièrement du golfe de Melilla. Le golfe de Nemours, un peu en marge de l'Algérie, aussi bien du point de vue géomorphologique que sédimentologique, sera étudié séparément, à la suite de la région que nous considérons seule comme strictement oranaise et qui s'étend du cap Figalo au cap Ivi.

I — LA RÉGION ORANAISE : LES GOLFES D'ARZEW ET D'ORAN

Alors que dans le golfe d'Arzew, les effets d'une sédimentation pélitique, se traduisant par une « *grande vasière* », se font encore fortement sentir, il n'en est pas de même sur le plateau continental du golfe d'Oran, presque tout entier tapissé par des faciès calcaires arénitiques. Dans les deux cas, les sédiments siliceux sont faiblement représentés. Il arrive même que la frange littorale meuble ne soit plus siliceuse mais calcaire.

Source : MNHN, Paris

1 — DESCRIPTION ET RÉPARTITION DES DIFFÉRENTS SÉDIMENTS. Cartes sédimentologiques du golfe d'Arzew et du golfe d'Oran, n^os^ VIII et IX).

a) Les sédiments calcaires.

Les sédiments calcaires arénitiques.

Dans cette rubrique sont regroupés quatre types de sédiments calcaires : les sables et graviers, les vases calcaires, les vases calcaréo-siliceuses, les sables et sablons calcaréo-siliceux.

Les sables et graviers.

Dans le golfe d'Arzew, les sables et graviers calcaires purs sont en définitive assez peu répandus; ce sont le plus souvent des sables et graviers plus ou moins argileux. On en rencontre à proximité de la bordure littorale rocheuse du djebel Orousse. Ils se composent de concrétions algales, de débris d'Algues encroûtantes, de coquilles et de fragments de Gastéropodes et Lamellibranches. Une part importante du calcaire est sous forme de « *sables fauves* » à débris ocracés, difficilement identifiables. Les galets de roches (calcschistes, grès, grès marneux) aplatis en général, sont fréquemment encroûtés sur toutes leurs faces. On y trouve encore du quartz et quelques Foraminifères (*Elphidium*, *Rotalidæ*).

Au droit du cap Ferrat, ces sables s'étendent jusqu'à proximité du rebord continental. Ce sont des sables à calcaire bioclastique (algues, coquilles), imprégnés par de l'oxyde de fer, ce qui leur donne une couleur rouille parfois très prononcée. Ils contiennent des débris de Bryozoaires, des Gastéropodes et des Foraminifères actuels. On remarque ici et là quelques fragments de grandes coquilles de Pétoncles complètement encroûtées, difficilement identifiables.

Sur la bordure Est du djebel Orousse (à proximité d'Arzew), ces sables se résument en une accumulation de concrétions algales : nodules, débris d'arbuscules de Lithothamniés.

Au niveau du bombement de Port-aux-Poules et de la bordure rocheuse proche, les sables et graviers calcaires sont de nature peu différente : Algues, avec Foraminifères benthiques remplis de gœthite et de glauconie et quelques espèces planctoniques (Globigérinidés), des Ostracodes, quelques radioles d'Oursins et du quartz.

Les sables et graviers du large sont tous argileux et très proches des vases calcaires ou calcaréo-siliceuses. Ils se composent, en règle générale, de débris d'Algues calcaires (Lithothamniés) et de coquilles plus ou moins incrustées de glauconie, de Foraminifères (Milioles) remaniés, glauconieux; l'ensemble constituant un « *sable fauve* ». Mélangés à ces sables on trouve quelques coquilles, des Bryozoaires et des Foraminifères récents (*Globigerinidæ*, *Textulariidæ*).

Dans le golfe d'Oran et ses abords, presque tous les sables et graviers calcaires sont plus ou moins argileux. Du cap Falcon au cap de l'Aiguille, ils se divisent en deux types : les sables de la plateforme continentale, les sables du rebord. L'isobathe 100 m les limite approximativement. Les premiers ont une composition variable. Près du cap de l'Aiguille (n° 128), ils contiennent du Corail rouge, plus ou moins encroûté, remanié et des Bryozoaires qui prédominent par rapport aux débris de coquilles et aux Foraminifères d'berbiers, peu abondants. Avec des débris d'Algues calcaires encroûtantes, on rencontre parfois de grandes coquilles de Pétoncles, érodées, burinées, perforées.

Au droit de la pointe de Canastel, les sables et graviers calcaires se composent d'une fraction bioclastique « *fauve* », d'Algues calcaires en concrétions ou en encroûtement, de Bryozoaires. Dans la partie la plus fine du sédiment, on trouve des grains de quartz et des Foraminifères (Globigérinidés). Au niveau du banc de Corail, les débris de Bryozoaires sont très abondants. Certains d'entre eux, ainsi que des fragments d'Algues, sont pigmentés, colorés en gris-verdâtre.

Au droit du djebel Santon, se rencontrent beaucoup de grands débris de vieilles coquilles de Lamellibranches, perforées, ocracées, mêlés à de grands Bryozoaires (dont certains fragments sont

Source : MNHN, Paris

PLATEAU CONTINENTAL NORO-AFRICAIN

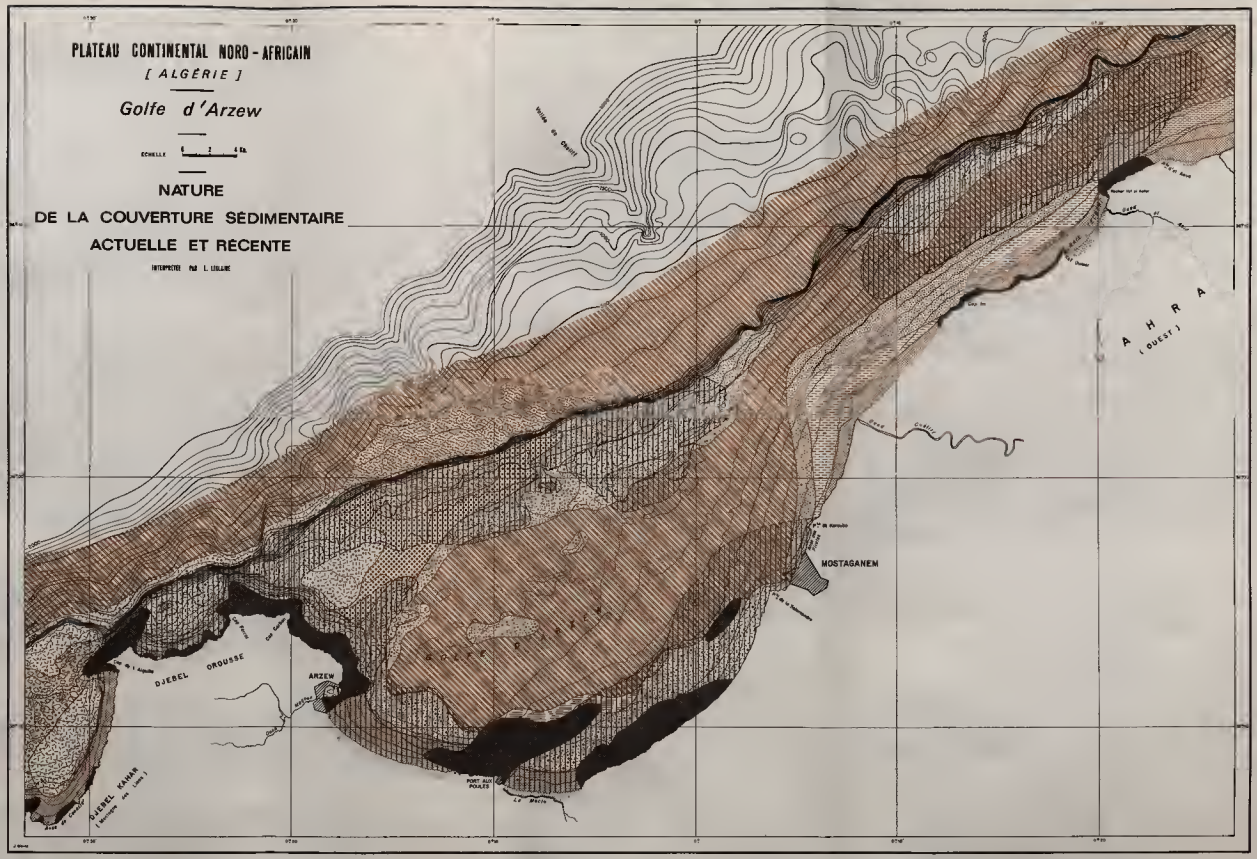
[ALGÉRIE]

Golfe d'Arzew

ECHELLE 0 2 4 Km.

NATURE DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE ACTUELLE ET RÉCENTE

INTERPRETE PAR L. LELUBRE



Légende

NATURE DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE NON CONSOLIDÉE

SÉDIMENTS CALCAIRES

- Boues calcaire - argileuses
- Vases calcaires
- Vases calcaire - argileuses
- Vases calcaire - siliceuses
- Sables et graviers calcaires
- Sables et sables calcaire - siliceux

SÉDIMENTS SILICEUX

- Boues siliceuses
- Boues silico - argileuses
- Vases siliceuses
- Vases silico - calcaires
- Vases silico - argileuses
- Sables et graviers siliceux
- Sables et sables siliceux

SÉDIMENTS ARGILEUX

- Boues argilo - calcaires
- Boues argilo - siliceuses
- Vases argilo - calcaires

LOCALISATION DU SUBSTRATUM CONSOLIDÉ

- Zone à affleurements sous - marins du substratum
- Zone à affleurements sous - marins probables ou substratum vraisemblablement sous - jacent

DIVERS

- Limite supposée des zones à affleurements sous - marins probables
- Limite des différents types de sédiments très probable douteuse
- Isobathes

BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source : MNHN, Paris

abondamment encroûtés) et à des Algues calcaires en concrétions. Ça et là se trouvent quelques coquilles « *fraîches* ». Les quartz sont en quantité non négligeable. Il y a aussi des spicules d'Éponges et quelques *Globigerinidæ*. Du côté d'Aïn-el-Turk, un véritable maerl passe, de la bordure littorale vers le large, à un sable à Algues, débris de coquilles, radioles d'Oursins et quartz.

Les sables du rebord (ou sables du large) ont une composition moins variable. Ils contiennent toujours d'abondants débris d'Algues (Litbotbamniées), tous très corrodés, ocres ou gris-verdâtre avec ou sans incrustations de glauconie. A ces débris d'Algues, s'ajoute un sable bioclastique (fragments de coquilles arrondis à surface luisante, et d'Algues encroûtantes) ocre, à *Elphidium crispum* glauconieux, à Miliolidès remplis de glauconie ou de gœtbite. Mélangés à tout cela, d'une part, d'abondants grains de glauconie d'autre part une biocénose de Foraminifères : *Cassidulina, Uvigerina, Elphidium* (*complanatum*), dominée par les Globigerinidæ. Dans la fraction la plus fine apparaît de la silice sous forme d'un sablon quartzeux.

Sur le plateau de l'île Plane, au large de la baie des Andalouses, on retrouve dans l'ensemble, les deux mêmes types de sables calcaires. Au niveau de la bordure littorale : un maerl passe progressivement vers le large à un gravier à grosses concrétions et galets fortement encroûtés. Au delà de l'isobathe des 50 m, le sédiment devient plus fin. Dans sa fraction la plus grossière on remarque quelques débris de coquilles récentes et quelques Bryozoaires. La fraction fine, très abondante, est constituée par un sable bioclastique quartzeux à Bryozoaires et Foraminifères (*Globigerinidæ, Cassidulina, Elphidium*, etc...).

A la bauteur du baut-fond de l'île Plane, les sables et graviers calcaires contiennent beaucoup de débris de Bryozoaires. On y a remarqué parfois la présence de Coraux (rouges et blancs) et de débris de roches en galets fortement encroûtés (schistes, calcaires gréseux). En deux points, sur le rebord, au Nord de l'île Plane, on retrouve les sables du large à débris d'Algues et Foraminifères.

La couverture des sables et graviers calcaires du plateau des Habibas est plus bomogène. Elle est formée en effet par un « *sable fauve* » à débris de calcaire organogène usés (coquilles, Algues) et vieux Foraminifères (*Rotalidæ, Miliolidæ, Textulariidæ, Elphidium*) remplis de limonite. Certains débris de coquilles montrent des figures de corroson sub-aérienne et des incrustations de glauconie. On y observe encore des débris d'Oursins (radioles, tests) et quelques concrétions algales.

A cette phase calcaire remaniée s'ajoute un sable à quartz, débris de roche, glauconie et pyroxènes. Une biocénose à Foraminifères et Ostracodes se superpose à cet ensemble détritique et bioclastique. Les *Globigerinidæ* et les *Cassidulinidæ* y dominent. A proximité des îles Habibas vers le large, se développe, sur un sédiment du même type, une importante biocénose à Bryozoaires.

Les vases calcaires.

Dans la plupart des cas, ce qui différencie les vases calcaires des sables et graviers calcaires plus ou moins argileux que nous venons de décrire, ce sont les 10 % ou plus d'argiles qui entrent dans leur constitution. Pour le reste et en particulier pour le calcaire il n'y a pas de différence de nature. Les éléments grossiers : Algues, coquilles, Bryozoaires sont les mêmes. Il semble cependant que les Foraminifères et les Ostracodes soient plus nombreux. Parmi les Foraminifères, les *Globigerinidæ* dominent tandis que les genres *Uvigerina* et *Bolivina* sont bien représentés. Les vases calcaires sont en définitive un sédiment de transition entre les sables et des dépôts plus argileux comme les vases calcaréo-argileuses.

Les vases calcaréo-siliceuses.

Ce type de sédiment couvre une importante superficie dans cette région, particulièrement dans le golfe d'Oran. La composition de sa phase calcaire n'est pas fondamentalement différente des sables et graviers calcaires. Entre Port-aux-Poules et Mostaganem ces vases sont constituées essentiellement par une fraction arénitique à débris calcaires ocracés (Algues surtout), à fragments de tests et radioles d'Oursins, Foraminifères (Milioles), quartz et débris de roches. La fraction alcuritique est un sablon quartzeux.

Les vases calcaréo-siliceuses du large de Mostaganem et celles de la bordure sous-marine du Dahra ont une composition complexe. On y distingue (les argiles mises à part), trois ensembles d'éléments :

— un sable calcaire fauve à débris d'Algues et de coquilles imprégnés d'hydroxyde de fer, plus ou moins corrodés ou émoussés, à surface luisante; ce sable renferme aussi des Foraminifères (Milioles, *Elphidium, Ammonia beccarii*) remplis de glauconie ou de limonite;

Source : MNHN, Paris

— un sable blanc contenant quelques coquilles actuelles, des Bryozoaires, des Foraminifères : *Globigerinidæ, Uvigerina, Bulimina,* et des Ostracodes;

— un sablon siliceux à spicules d'Eponges, quartz et glauconie.

Il en est de même pour les vases de la corniche du djebel Orousse où les quartz et débris de roches sont plus abondants. Toutefois, dans certains prélèvements comme le n° 303 par exemple (— 150 m) l'appellation « *sables fauves* » ne s'applique plus en toute rigueur car une grande partie du calcaire bioclastique a une couleur grise ou gris-verdâtre, parfois noire.

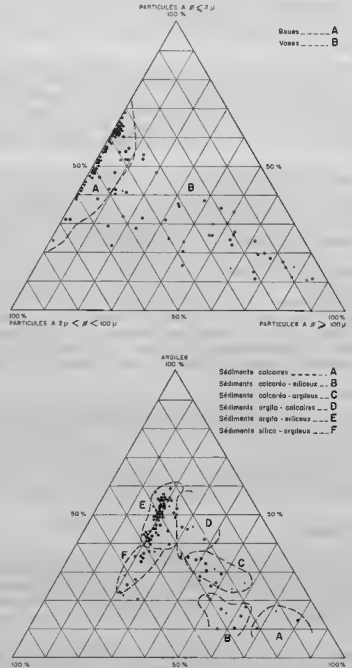


FIG. 58. — Points représentatifs de la granulométrie et de la composition de quelques sédiments pélitiques du golfe d'Arzew.

Source : MNHN, Paris

On retrouve dans l'ensemble ces trois fractions dans le golfe d'Oran (sens strict), dans la baie des Andalouses et sur le plateau des Habibas. Il existe cependant trois variantes qui sont autant de cas particuliers :

(1) les vases de la bordure littorale sont nettement plus riches en débris de roches et coquilles fraîches;

(2) les vases du rebord (ex. : 382) semblent beaucoup plus riches en grains de glauconie et en débris ocracés;

(3) parmi ces vases du large, certaines comme l'échantillon n° 139 ne contiennent pratiquement plus de vieux débris calcaires, par contre la biocénose à Foraminifères planctoniques, Ostracodes et petites coquilles (transparentes, hyalines) est très développée.

A noter encore que sur le rebord de l'île Plane un dragage (J. C. 55) a ramené une vase dans laquelle la plupart des débris calcaires sont gris-verdâtre à noirs, tout à fait comparable à cet égard aux sables calcaires de l'échantillon n° 303. Par contre, c'est une vase ocre à débris calcaires incrustés de glauconie qui tapisse la partie supérieure des parois du canyon des Moules.

Par ailleurs, nous avons constaté qu'au centre de la vasière de la baie des Andalouses et à la naissance de la vallée sous-marine d'Aïn-el-Turk, ces vases calcaréo-siliceuses se chargent en débris végétaux (fibres provenant sans doute des berbiers littoraux) et en gros Foraminifères : *Rotalidae*, *Quinqueloculina*, et *Lagenidae*. L'espèce *Ammonia beccarii* est particulièrement abondante.

Se classent parmi les sédiments arénitiques calcaires, les sables et sablons calcaréo-siliceux qui forment la bordure littorale meuble d'Arzew aux abords de Port-aux-Poules. Il s'agit de sablons roux ou gris suivant que le calcaire bioclastique est ocracé ou au contraire gris-verdâtre à noir. Ce calcaire se présente sous la forme de grains subarrondis à surface le plus souvent luisante (mouture d'Algues calcaires en majorité), de Foraminifères calcifiés, de fragments de radioles d'Oursins et de cristaux de calcite et de dolomie. La fraction siliceuse très fine se compose de quartz très anguleux et parfois très limpide (éclat de cristal de roche) et de spicules d'Éponges.

Les sédiments calcaires pélitiques.

Les sédiments calcaires nettement pélitiques sont représentés dans cette région par les vases calcaréo-argileuses qui couvrent une superficie importante du golfe d'Arzew. En général, ces vases se situent en bordure des bancs et au niveau du rebord continental. Elles tapissent en outre le rebord du plateau des Habibas.

Les caractères essentiels communs à tous les échantillons de ce type de sédiment sont la nette régression voire même la disparition de la phase calcaire remaniée : *« sables fauves, sables verts »*, à Lithothamniées, jointe à la prédominance incontestable d'une biocénose à Foraminifères et Bryozoaires actuels. Parmi les Foraminifères citons les espèces les plus fréquentes suivantes : *Orbulina universa*, *Globigerina bulloïdes*, *Globorotalia inflata*, *Globigerinoïdes ruber* (rose et blanc), *Uvigerina pigmea* et *mediterranea*, *Globorotalia truncatulinoïdes*, les genres : *Textularia*, *Eponides*, *Robulus*, *Bulimina*, *Quinqueloculina*, etc... Au sein de cette biocénose, on trouve aussi des coquilles fraîches et des débris de Lamellibranches, de Gastéropodes et d'Ostracodes. La fraction aleuritique de ces vases, sur le plateau sous-marin du Dahra en particulier, est essentiellement détritique; c'est pratiquement un sablon quartzeux qui contient en outre du calcaire en grain, des spicules d'Éponges et parfois de la glauconie.

Cette description des sédiments calcaires de la région oranaise est évidemment sommaire. Mais dans le cadre de notre étude des phénomènes généraux de la sédimentation sur le plateau continental et les bordures du bassin algéro-baléares nous ne pouvons aller plus avant. Nous renvoyons pour plus de précisions à l'ouvrage de J. P. Caulet (1970) qui traite tout particulièrement des problèmes de la sédimentation calcaire. On peut cependant faire une dernière observation : si, dans le golfe d'Oran, et ses abords, les faciès calcaires forment un tapis qui recouvre la plate-forme littorale et le rebord continental, dans le golfe d'Arzew, ils dessinent deux grands *« bancs »* dont le plus important s'appuie sur la bordure sous-marine du djebel Orousse. A cet égard, rappelons que les *« bancs calcaires »* du large ne sont pas propres à cette région seule mais qu'ils existent aussi dans l'Algérois et plus précisément dans la baie de Castiglione.

Source : MNHN, Paris

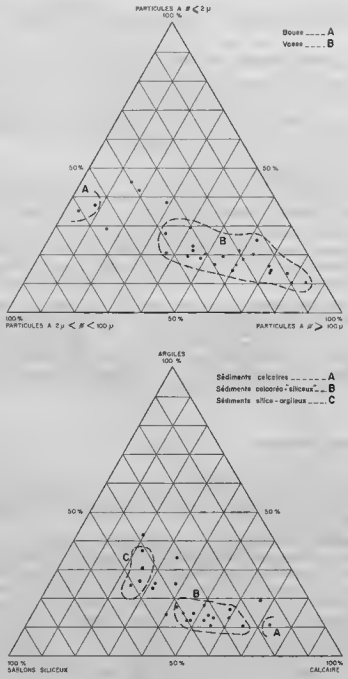


FIG. 59. — Points représentatifs de la granulométrie et de la composition de quelques sédiments pélitiques du golfe d'Oran et de ses abords.

b) LES SÉDIMENTS SILICEUX.

Les sables et sablons.

Ce sédiment constitue une partie de la bordure littorale meuble de la baie de Teddert et des abords de l'oued Chélif jusqu'à Mostaganem. Entre cette localité et celle de Port-aux-Poules, il n'existe

Source : MNHN, Paris

que quelques petites plages excepté celle de la Macta qui est en fait un véritable système sablonneux avec grandes dunes, plage et avant-plage. Nous avons vu par ailleurs qu'entre Arzew et Port-aux-Poules se développe aussi un système sablonneux; il offre la particularité d'être calcaire ou calcaréo-siliceux.

Les sables de Mostaganem sont généralement fins et roux, pauvres en gemmes, siliceux ou plutôt silico-calcaires. Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux. Les minéraux accessoires des roches les plus fréquents, en première analyse, sont les pyroxènes, le zircon, le grenat et la tourmaline. Le calcaire bioclastique prend une part importante dans la constitution de ces sables. Il s'agit de débris d'Algues (Lithothamniées), subarrondis et à surface polie, de fragments de radioles et de plaques d'Oursins, de fragments de coquilles, tous plus ou moins imprégnés d'hydroxyde de fer. Ces sables contiennent aussi beaucoup de Foraminifères calcifiés, silicifiés ou glauconieux : des Globigérinidés, des Miliolidés, des Rotalidés. Le genre *Elphidium* (*crispum*) est particulièrement fréquent; son ornementation caractéristique est parfois complètement effacée.

Les sables fins et les sablons du système de la Macta sont de nature peu différente. Ils ont une couleur plutôt grise parce que les débris d'Algues calcaires sont colorés en gris-verdâtre. Ils sont pauvres en gemmes. On y trouve les mêmes Foraminifères que précédemment avec en plus des Cassidulinidés et le genre *Robulus*.

Dans le golfe d'Oran et ses abords, la bordure littorale sablonneuse comprise entre le cap Lindlès et le cap de l'Aiguille, relativement peu développée, semble, quant à la nature, très homogène.

En baie d'Aïn-el-Turk, la plage et l'avant-plage sont formées par un sable roux, très fin, bien classé, très quartzeux et riche en pyroxènes. Les grains de quartz sont des fragments de cristaux non usés et très limpides.

Les plages de la baie des Andalouses et de Canastel ont été construites avec un sable plus grossier, roux, nettement plus riche en calcaire bioclastique (Algues, coquilles, piquants d'Oursins, Foraminifères). Les grains de quartz sont des fragments de cristaux très limpides. Mais ils se présentent assez fréquemment sous la forme de prismes bipyramidés. Les pyroxènes sont relativement abondants. Il est évident que la teinte rousse de ces sables est due à la coloration du calcaire bioclastique par l'hydroxyde de fer.

Du cap Figalo au cap Lindlès, la bordure littorale sablonneuse, plus ou moins interrompue se montre plus nettement siliceuse. La plage du Port-Bou Zadjar est formée par des quartz automorphes à sub-automorphes (en fragments de cristaux très anguleux et limpides), par de la sanidine, de nombreux pyroxènes et des lamelles hexagonales de biotite. La phase calcaire présente est beaucoup moins importante. Cette composition subit des fluctuations le long de la bordure sous-marine. Ainsi entre le cap Lindlès et le cap Blanc, on trouve des sables **noirs contenant de 30 à 50 % de pyroxènes** (plusieurs variétés), du quartz, de la sanidine et des débris calcaires.

Les vases silico-calcaires.

Sur le plateau sous-marin du Dahra, ces vases contiennent une fraction graveleuse importante avec débris de roches arrondis et quartz anguleux ou légèrement émoussés. On y trouve des coquilles de Gastéropodes, de Lamellibranches, des débris de Bryozoaires frais. Des Foraminifères calcifiés, un sable bioclastique « *fauve* » et un sablon quartzeux constituent la fraction plus fine, sablo-alcuritique.

Ce type de sédiments fait transition sur le plateau continental entre la bordure littorale sablonneuse et des faciès calcaires comme les sables et les graviers ou les vases calcaréo-argileuses. C'est, en règle générale, le résultat d'un **mélange de calcaire bioclastique ancien, de débris calcaires récents et d'un sable siliceux à débris de roches.** La composition de la fraction siliceuse est peu différente de celle des sables littoraux.

Les vases silico-argileuses.

Ce sédiment fait suite, vers le large, à la frange sablonneuse de l'embouchure de l'oued Chélif à l'oued El Abid et amorce la transition vers les bones, sédiments plus fins du large. C'est un sable argileux que d'autres auteurs appelleraient encore sable vaseux, qui contient quelques coquilles fraîches et souvent d'abondants débris végétaux. Ces vases forment, avec les boues silico-argileuses qui leur font suite, la « *vasière du Chélif* ». Il en est de même devant Port-Bou Zadjar (feuille du golfe d'Oran).

Source : MNHN, Paris

Les boues silico-argileuses.

C'est un sédiment fin et homogène dans lequel la fraction arénitique ne représente plus qu'une faible part. Il s'agit en général de débris végétaux flottés plus ou moins scoriacés, de quelques rares coquilles et principalement de Foraminifères : Globigérinidés Rotalidés, Bolivines, avec des Ostracodes. La partie la plus fine de la fraction arénitique et la quasi-totalité de la fraction aleuritique sont constituées par un sablon quartzeux contenant des spicules d'Eponges et quelques grains de glauconie. Dans la région, ces boues silico-argileuses délimitent essentiellement une sorte d'unité sédimentologique sous la dépendance du Chélif que nous avons appelée « *la vasière du Chélif* ».

c) Les sédiments argileux.

Nous avons cartographié, dans le golfe d'Arzew des vases argilo-calcaires. Ce sédiment très localisé est, une fois de plus, une transition entre les sables et graviers calcaires du bombement de Port-aux-Poules et la vasière d'Arzew. Sa composition, les argiles mises à part, est essentiellement la même que celle des vases calcaréo-argileuses : une phase calcaire remaniée et glauconieuse, une biocénose à Foraminifères et Ostracodes. A noter l'absence totale de Bryozoaires en relation probable avec la position très littorale de ce sédiment.

Les boues argilo-calcaires.

Ces boues s'étendent devant le golfe d'Arzew, **au pied du rebord continental**, tapissant l'aile ouest du méplat de la pente continentale (cf. chap. II). Elles sont un peu différentes de celles du chenal de La Galite et du golfe de Bône. En effet, la partie la plus grossière de leur fraction aleuritique est formée par quelques débris d'Algues calcaires et de coquilles, corrodés, incrustés de glauconie, qu'on trouve dans le « *banc de sable calcaire* » en surplomb.

En outre, la glauconie est abondante, en grains à fentes de retrait très apparentes, en moules internes dont certains conservent encore quelques débris de tests (Foraminifères).

Les Foraminifères glauconieux (remplissage) les plus fréquents sont les Uvigérines et les Globigérinelles. Cependant, le reste de la fraction arénitique, le plus important par la masse, se compose d'une biocénose à Foraminifères dominée par les *Globigerinidæ*, les mêmes que ceux déjà cités précédemment. Les Foraminifères benthiques sont nombreux, parmi les plus fréquents citons les genres : *Hyalinea* (*baltica*), *Bolivina*, *Uvigerina*, *Robulus*, *Lagenodosaria*, *Bulimina*, etc... A cette population de Foraminifères s'ajoutent des Ostracodes, des débris d'Oursins fouisseurs et des spicules d'Eponges (siliceuses). Ce sont **des boues à Foraminifères.**

Les boues argilo-siliceuses.

Ce type de sédiments est, semble-t-il, totalement inconnu sur le plateau continental du golfe d'Oran et ses abords. Par contre, il recouvre le sommet de la pente continentale oranaise et forme une grande vasière dans le golfe d'Arzew.

En règle générale la fraction arénitique ne représente pas plus de 5 % de la masse totale du sédiment. Dans la vasière du golfe d'Arzew, on trouve quelques coquilles fraîches de Lamellibranches et beaucoup plus rarement de Gastéropodes. Çà et là apparaissent encore de vieux débris de Lithothamniées ou de coquilles et quelques Foraminifères remplis de limonite (*Elphidium*, *Ammonia*). Fréquemment, il ne reste plus que le moule interne. Les tets frais de Foraminifères, les valves d'Ostracodes et les débris d'Echinodermes fouisseurs forment, en fait, l'essentiel de la fraction arénitique. Parmi les genres de Foraminifères les plus fréquents citons : *Bulimina*, *Cassidulina*, *Valvulineria*, *Bolivina*. Les Globigérinidés et les Uvigérines sont beaucoup plus abondants que dans les sédiments décrits précédemment (boues argilo-calcaires par exemple). La fraction aleuritique (partie grossière : 25 à 100 µ) est un sablon silico-calcaire à quartz, formes juvéniles de Foraminifères et spicules d'Eponges.

Source : MNHN, Paris

Sur la bordure sous-marine, les boues argilo-siliceuses ont une composition à peu près identique. La teneur en quartz, débris de roches, est toutefois plus élevée. En outre elles renferment beaucoup de débris végétaux.

Au niveau du rebord continental réapparaissent parfois, comme dans la vasière du golfe d'Arzew, de vieux débris de calcaire organogène, remaniés. Le plus souvent, on constate une nette diminution de la fraction arénitique (de 0 à 1 %). Les Foraminifères sont peu nombreux. Certains genres comme *Hyalinea* (*baltica*), *Uvigerina*, *Nonion*, *Bolivina*, semblent relativement plus fréquents que dans la grande vasière.

La définition des différents types de sédiments que nous venons de décrire résulte de nombreuses analyses (fig. 58 et 59) d'échantillons prélevés principalement par dragage. Cette technique fournit un échantillon moyen représentatif de 20 à 40 cm de la pellicule superficielle des dépôts. Elle ne permet pas, ou très difficilement, de déceler une stratification éventuelle de cette partie de la couverture sédimentaire explorée.

Pour l'Oranie quelques carottages heureux permettent d'apporter d'utiles informations à cet égard. Ainsi, la vasière d'Arzew, comme toutes les autres, semble bien formée (sauf en son centre) de plus d'un mètre au moins de boues silico-argileuses. Il n'en est pas de même sur ses bordures.

En effet, un carottage effectué juste à la suite du dragage n° 244 a donné les résultats suivants : **une boue argilo-siliceuse de surface** (5 à 10 cm d'épaisseur) **passe progressivement à une vase calcaréo-argileuse laquelle se transforme vers la base (1 m) pratiquement en sables et graviers calcaires.**

L'analyse du dragage nous a fait conclure à la présence d'une vase calcarèo-argileuse, encadrée d'ailleurs (voir la carte) par un sable et gravier calcaire à l'Ouest et la vasière à l'Est. Il y a, en fait, stratification de la pellicule superficielle.

Par ailleurs, en baie des Andalouses, un carottage doublant un dragage (n° 146) montre, qu'au moins en cet endroit, il n'y a pas simplement une vase calcaréo-siliceuse mais passage progressif, de haut en bas sur 20 cm, d'**une boue silico-argileuse à un sable et gravier calcaire** à quartz et débris de roche, plus ou moins argileux. Cette boue pelliculaire est caractéristique car elle contient beaucoup de débris végétaux (fibres rouies) et de gros Foraminifères (*Triloculina, Quinqueloculina, Ammonia*) provenant des herbiers littoraux proches. Cette boue doit recouvrir localement, d'une mince pellicule, les fonds de la baie des Andalouses et aussi l'amorce de la vallée d'Aïn-el-Turk où ont été retrouvés les mêmes débris végétaux et les mêmes Foraminifères.

Deux autres exemples, qui se complètent, illustrent encore la complexité de la nature et de la structure des quelques centimètres de dépôts de surface de la couverture sédimentaire. Suivant le même principe que ci-dessus, une opération de carottage a doublé un dragage par une profondeur de 260 mètres sur le rebord continental du golfe d'Oran. Sous une couche mince de vases calcaréo-siliceuses est apparu un sable et gravier calcaire, de même nature que la fraction arénitique de la vase, sur lequel s'est arrêté le carottier. D'autre part, un prélèvement à la drague « Rallier du Baty » réalisé à bord du navire « *Jean Charcot* », s'est avéré constitué par trois types de sédiments : une boue jaune argilo-siliceuse, une vase grise (verdâtre, calcaréo-siliceuse), une marne grise (verdâtre, miocène). Ceci montre à l'évidence que non seulement la partie superficielle de la couverture sédimentaire est complexe mais aussi que son épaisseur est faible et qu'elle disparaît même localement, laissant le substratum à l'affleurement.

Il est donc très probable que les passages latéraux de faciès visibles sur nos cartes (ex. entre le « *grand banc calcaire* » et la vasière d'Arzew) qui s'accompagnent de ce que nous avons appelé les sédiments de transition, traduisent en fait, bien imparfaitement sans doute, une stratification des dépôts, une évolution de la sédimentation dans le temps, plus précisément, un envasement progressif par les boues argilo-siliceuses. Nous aurons l'occasion de revenir ultérieurement sur ce problème.

Source : MNHN, Paris

2 — CONSTITUTION DES PHASES MINÉRALES MAJEURES.

a) Le calcaire.

Dans les boues arénitiques.

Nous avons vu qu'au niveau des bordures littorales (rocheuses en particulier), les sables et graviers calcaires sont formés par des Algues (*Lithothamnium*, *Lithophyllum*) en concrétion, en encroûtements de coquilles de Lamellibranches et de Gastéropodes très récentes ou fraîches. Il s'y ajoute parfois un sable bioclastique provenant, comme dans les sables de plages, des formations quaternaires littorales. Mais en règle générale, **le calcaire de ces sables et graviers est très récent ou actuel.**

Sur les « *plateaux calcaires* » du golfe d'Oran et ses abords, sur les « *bancs de sable calcaire* » du golfe d'Arzew, une fraction importante des sables et graviers plus ou moins argileux, est formée par des débris de coquilles et de Lithothamniées, burinés, ocracés, parfois totalement épigénisés par de l'hydroxyde de fer. Ces débris calcaires sont par ailleurs fréquemment incrustés de glauconie. Mise à part la pigmentation verte attribuable à ce minéral, de nombreux débris d'Algues sont parfois colorés en gris-verdâtre. Cette teinte ne peut avoir à notre avis que deux origines : une imprégnation d'argiles de certaines marnes grises ou bleues telles qu'il en existe dans l'arrière-pays ou **une fixation d'oxyde de manganèse** dont la présence dans ces Algues grises ou vertes nous a été révélée par des tests chimiques uniquement qualificatifs.

Ces phénomènes d'incrustation et d'imprégnation ne semblent pas avoir lieu actuellement en Méditerranée occidentale. Par contre, on sait (Gourinard, 1958) qu'un sédiment à niveaux manganésifères est observable dans les calcaires à Lithothamniés miocènes du Murdjajo. Par ailleurs, des formations à Lithothamniées ferrugineuses et glauconieuses sont connues dans le Néogène de la région oranaise et du bassin du Chélif (Perrodon, 1957) et plus particulièrement dans le Pliocène. Il apparaît ainsi qu'une partie des « *sables fauves* » et des « *sables verts* » (au moins les Algues et quelques débris de coquilles) pourraient avoir une origine très ancienne et qu'en conséquence, **les « bancs de sable calcaire » auraient été édifiés à partir d'un matériel remanié.**

Ce point de vue rejoint les conclusions de J.P. Caulet (1970) et permet d'interpréter la position anormale des Lithothamniées sur le rebord continental (jusqu'à —260 m au moins) et la présence en un point, sur la plate-forme au large du Dahra, d'un Bryozoaire fossile (J. P. Caulet, 1968 b).

La partie superficielle de ces formations calcaires renferme une biocénose à Foraminifères et localement à Bryozoaires. Sans plus s'attarder sur ce dernier groupe traité par J.P. Caulet, abordons en quelques mots les problèmes de l'abondance des Foraminifères dans ces sédiments.

Cette biocénose dominée par les formes pélagiques est incontestablement actuelle. Elle se compose en effet d'espèces courantes du plancton vivant des mers actuelles comme : *Globigerinoïdes ruber* (variétés blanche et rose), *Globigerinoïdes sacculifera*, *Globigerinella aequilateralis*, *Globorotalia inflata* et *truncatulinoïdes*, *Globigerina bulloïdes*. L'espèce *Globorotalia inflata* est la plus abondante. Les tests sont bien développés, assez épais, vides de toute impureté, sans aucune imprégnation.

On constate que dans la région oranaise comme dans la baie de Castiglione, **il y a une sorte de concordance entre la présence des « bancs » du large près du rebord et le dépôt intense de Foraminifères planctoniques.** Cette coïncidence n'a, sans aucun doute, aucun caractère fortuit et pose des problèmes d'ordre écologique que nous n'aborderons pas pour l'instant. Ajoutons encore que l'examen au microscope électronique de la fraction aleuritique de quelques échantillons des « bancs » a montré que les Coccolithes y étaient nettement plus abondants que dans la vasière du golfe d'Arzew par exemple.

> Rappelons enfin que les sables et les sablons silico-calcaires et calcaréo-siliceux de la frange littorale contiennent, outre du quartz, beaucoup de calcaire bioclastique : sous forme de grains ocres, noirs à gris-verdâtre, arrondis à subarrondis, à surface polie; sous forme de Foraminifères calcifiés fossiles. Ce calcaire est lui aussi de toute évidence, remanié.

Source : MNHN, Paris

Dans les sédiments pélitiques.

Les teneurs en calcaire sont particulièrement élevées dans les boues et vases du golfe d'Oran et de ses abords. Elles s'échelonnent entre 20 et 90 % avec un maximum de fréquence entre 40 et 50 %. A Arzew par contre, le maximum de fréquence se situe entre 10 et 30 %, chiffres qui correspondent aux teneurs des boues de la vasière.

Quant à la répartition granulométrique des éléments calcaires dans ces sédiments, les diagrammes des figures 60 et 61 montrent, ainsi que nous l'avons déjà constaté dans d'autres régions, que dans les sédiments pélitiques calcaires, les carbonates proviennent surtout de particules arénitiques. Il s'agit essentiellement d'une biocénose à coquilles, Bryozoaires et Foraminifères. Le calcaire remanié est inexistant ou beaucoup moins important que dans les sables et graviers. **La population de Foraminifères est identique. On la retrouve dans les boues argilo-calcaires du rebord continental du golfe d'Arzew.**

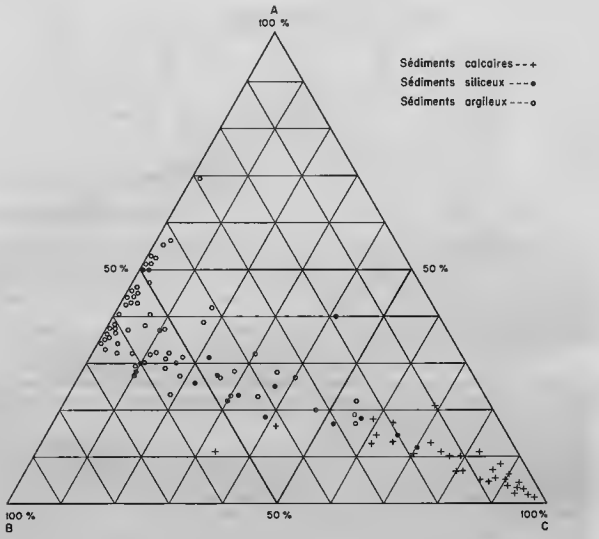


FIG. 60. — **Points représentatifs de la répartition granulométrique du calcaire dans les sédiments pélitiques du golfe d'Arzew.**

(A) = fraction pélitique du sédiment, (B) = fraction aleuritique fine ($2\,\mu < \varnothing < 25\,\mu$), (C) = fraction aleuritique grossière et fraction arénitique ($\varnothing \geqslant 25\,\mu$).

Source : MNHN, Paris

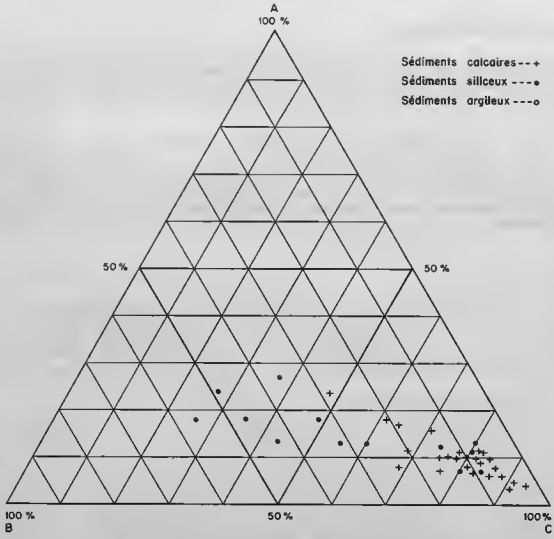


FIG. 61. — Points représentatifs de la distribution granulométrique du calcaire de quelques sédiments pélitiques du golfe d'Oran et de ses abords.
(A) = fraction pélitique du sédiment, (B) = fraction aleuritique fine ($2\,\mu \varnothing < 25\,\mu$), (C) = fraction aleuritique grossière et fraction arénitique ($\varnothing \geqslant 25\,\mu$).

Dans les sédiments pélitiques argileux, par contre, le calcaire est réparti entre la fraction aleuritique et la fraction pélitique. Par exemple, dans les boues argilo-siliceuses de la vasière d'Arzew, une très faible partie du calcaire total est attribuable aux Foraminifères benthiques (Bolivine, Buliminc, Uvigérine, etc.) et aux quelques coquilles qu'on y trouve; 60 à 80 % du calcaire est sous forme microgranulaire probablement biodétritique. Remarquons que par rapport aux boues du rebord la population de Foraminifères est différente à la fois par le nombre et les espèces. En effet, le nombre d'individus recueillis par gramme de sédiment est beaucoup plus faible, les formes planctoniques sont rares. Par ailleurs les Coccolithes sont également rares, exceptionnellement peu abondants. Un certain nombre d'entre eux sont relativement de grande taille ($\varnothing \geqslant 10\,\mu$) et semblent remaniés de même d'ailleurs que des débris de Foraminifères qu'on observe fréquemment dans la fraction aleuritique.

Source : MNHN, Paris

TABLEAU 26

Composition du calcaire dans quelques sédiments pélitiques du Plateau continental de la région oranaise.

Teneurs en calcaire (calcimétrie)	Boue argilo-calcaire Pente continentale n° 227	Boue argilo-siliceuse Vasière d'Arzew n° 236
Total	37,6 %	18,3 %
Arénitique	55,5	< 1
Aleuritique fin	24,7	56,4
Pélitique	19,7	42,6
Teneurs en organismes (estimation)		
Foraminifères	40 %	< 1 %
Coquilles	(+ Bryozoaires) 15	—
Coccolithes	10	< 1
Calcaire microgranulaire	(+ fins débris) 35	(+ fins débris) 98

b) LA « SILICE » ET LA FRACTION SILICEUSE.

Dans les sables et les sablons siliceux.

1) ***Composition minéralogique.***

La composition détaillée (estimation chiffrée) de deux échantillons pris comme exemple des sables du golfe d'Arzew est résumée dans les tableaux 27 et 28. Les sables de la Macta (dunes) et les sables de Mostaganem (plage) ont en commun une forte teneur en calcaire organogène et une très faible teneur en minéraux lourds ou constituants mineurs. Ces caractères communs caractérisent en règle générale la frange sablonneuse du golfe d'Arzew.

Rappelons que le système sablonneux d'Arzew (plages des Sablettes et de Saint-Leu) est calcaréo-siliceux : 50 à 60 % de calcaire. Sa composition est assez peu différente, par ailleurs, des sables de la Macta. On y trouve quelques concentrations locales de minéraux lourds : entre 1 et 2 % alors qu'en moyenne la teneur en lourds des sables du golfe est toujours nettement inférieure à 1 %. Par ailleurs, beaucoup de ces éléments ne sont pas transparents.

Cependant, l'étude minéralogique montre que ces deux types de sables sont différents. Ainsi dans l'échantillon P. 469 et dans les prélèvements voisins, on rencontre des quartz prismés, bipyramidés et quelques fragments de cristaux limpides en plus grande abondance qu'à la Macta. Les différences essentielles résident dans la nature et l'ordre d'importance de minéraux accessoires des roches. A Mostaganem, **le couple augite-tourmaline** domine le lot des constituants mineurs alors qu'à la Macta c'est **l'association leucoxène-ilménite.** D'autre part, le pyroxène le plus abondant n'est pas le même dans les deux cas : du type diopside de couleur jaune-verdâtre à vert-jaune (Cbrome) dans le premier, du type augite : vert olive à vert brunâtre dans le second. Dans l'échantillon n° 421, la tourmaline est essentiellement brune très rarement bleue, par contre les variétés bleues, champagne et bicolores sont fréquentes dans l'échantillon P. 469. De même, les zircons se rencontrent surtout en petits cristaux limpides et incolores, alors qu'à la Macta on trouve à la fois des zircons roses et incolores. Enfin **l'association muscovite-cassitérite-barytine,** semble propre au système de la Macta. Presque toutes les espèces minérales accessoires sont sous la forme de fragments de cristaux de très petites dimensions (de l'ordre de 100 μ et moins).

Source : MNHN, Paris

Tableau 27

Composition moyenne des sables et sablons silico-calcaires des plages de Mostaganem (Sud).
(ex. : n° P. 469)
(Teneur en minéraux lourds : 0,25 %).

Constituants majeurs > 99 %	Dominants		Secondaires
	Quartz : 60 %		Calcaire (Foraminifères calcifiés), calc. bioclastique remanié.
	Fréquents	Peu fréquents	Rares
Constituants mineurs	30 à 40 % Augite 20 à 30 % Tourmaline	1 à 10 % Leucoxène Ilménite Hématite Zircon Magnétite Grenat	< 1 % Hypersthène Rutile Amphibole verte Apatite Epidote Diopside Staurotide Spinelle Sphène Glauconie Chlorite Biotite Andalousite Anatase Amphibole brune

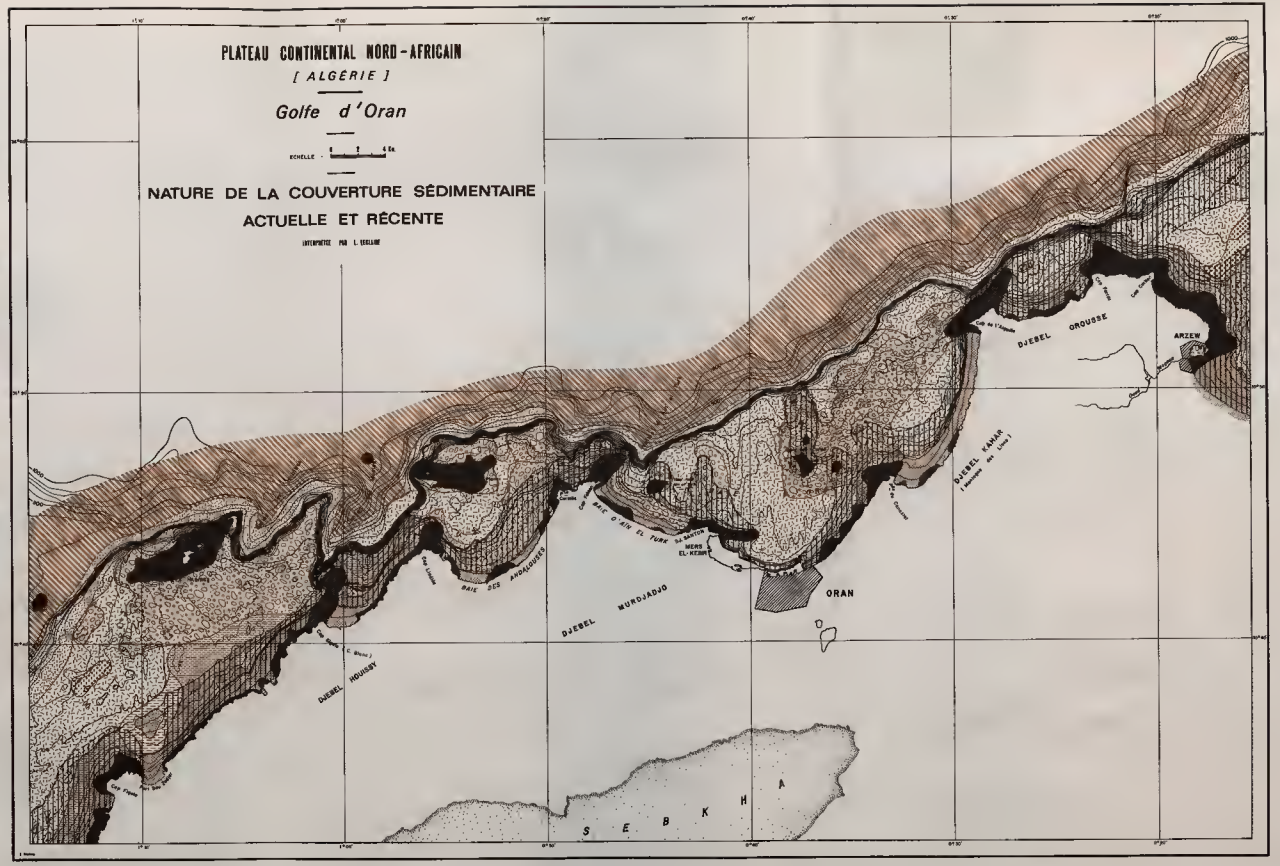
Les sables des plages d'Aïn-el-Turk et des Andalouses sont nettement plus riches en minéraux lourds : entre 1 et 2 % et parmi ceux-ci les minéraux transparents sont dominants. Les deux rivages de la plaine basse des Andalouses sont ourlés par des sables peu quartzeux à augite dont la composition n'est pas uniforme. En effet, les sables de la plage d'Aïn-el-Turk sont caractérisés par des pyroxènes : augite, diopside, une amphibole : la hornblende brune, un silicate de métamorphisme : l'andalousite. Par contre dans les sables de la plage des Andalouses l'association précédente est remplacée par le cortège :

— pyroxènes (augite, hypersthène).
— biotite,
— épidote,
— tourmaline.

Par ailleurs, dans le deuxième cas, la présence de pyroxènes monocliniques aciculaires caractérise l'influence plus ou moins directe d'éruptions volcaniques. D'autre part, dans le premier cas, la tourmaline est représentée essentiellement par sa variété champagne alors que dans le second on trouve aussi la tourmaline brune et bicolore.

Le cortège des minéraux lourds de la plage des Andalouses se retrouve, à quelques variations minimes près, dans les sables de Port-Bou Zadjar où l'on voit apparaître, en quantité notable, la sanidine et des fragments de cristal de roche. Localement, sur la bordure littorale entre le cap Figalo et le cap Blanc, on observe des concentrations de pyroxènes (30 à 50 % du sable total) qui forment de véritables sables à gemmes. Avec l'augite, l'hypersthène et le quartz, la sanidine et le calcaire bioclastique en sont les principaux constituants.

Source : MNHN, Paris



BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source : MNHN, Paris

TABLEAU 28

Composition moyenne des sables et sablons silico-calcaires des dunes de la Macta.
(ex. : n° P. 421)
(Teneur en minéraux lourds : 0,17 %).

Constituants majeurs > 99 %	Dominants	Secondaires
	Quartz : 60 %	Calcaire (Foraminifères, calcaire bioclastique) 40 %

Constituants mineurs	Fréquents	Peu fréquents	Rares
	30 à 40 % Leucoxène 20 à 30 % Ilménite	1 à 10 % Hématite et limonite Magnétite Glauconie Biotite Diopside Zircon Grenat	< 1 % Epidote Rutile Staurotide Spinelle Sphène Hypersthène Muscovite Cassitérite Barytine Apatite Anatase Amphibole verte

TABLEAU 29

Composition moyenne des sables et sablons siliceux de la plage d'Aïn-el-Turk.
(ex. : n° P. 444).
(Teneur en minéraux lourds : 1,6 %).

Constituants majeurs 95 %	Dominants	Secondaires
	Quartz : 60 %	Calcaire bioclastique Débris de roches 40 %

Constituants mineurs 5 %	Fréquents	Peu fréquents	Rares
	80 à 90 % Augite.	5 à 10 % Diopside 1 à 5 % Hornblende brune Andalousite Magnétite Leucoxène	< 1 % Actinote Aragonite Corindon Grenat Muscovite Rutile Sphène Spinelle Tourmaline Zircon

Source : MNHN, Paris

TABLEAU 30

Composition moyenne des sables et sablons siliceux de la plage des Andalouses.
(ex. : n° 443).
(Teneur en minéraux lourds : 1,1 %).

Constituants majeurs 99 %	Dominants	Secondaires
	Quartz : 50 %	Calcaire bioclastique Débris de roches

Constituants mineurs 1 %	Fréquents	Peu fréquents	Rares
	40 à 50 %	1 à 5 %	⩽ 1 %
	Hématite - limonite	Hypersthène Biotite Epidote Tourmaline	Apatite Glauconie Anatase Barytine Chlorite Rutile Sphène Staurotide Zircon Leucoxène

2) ***La texture des sables.***

Du point de vue de la texture et tout d'abord de la granulométrie, les sables du golfe d'Arzew peuvent être divisés en deux groupes. On distingue les sables fins bien classés dont la courbe granulométrique est leptokurtique, à sommet voisin de Mo = 2,75 Φ (fig. 62 et 63). Il s'agit du système sablonneux des plages de la Macta et d'Arzew qui semblent tout à fait identiques. Par contre les sables des abords sud de Mostaganem et du littoral de Saint-Leu à Port-aux-Poules sont beaucoup moins homogènes (fig. 62 et 63), les caractéristiques granulométriques pouvant varier d'une plage à l'autre.

Les sables du golfe d'Oran sont nettement plus grossiers (fig. 62 et 63). La frange sablonneuse d'Aïn-el-Turk est caractérisée par une population de grains dont la dimension la plus fréquente est très voisine de Mo = 2,25 Φ. Il n'en vas pas de même en baie des Andalouses où les sables sont plus grossiers : le diamètre moyen est en effet compris entre 0,75 et 0,50 mm.

Les fluctuations granulométriques et minéralogiques différencient la bordure littorale meuble de la région oranaise en ensembles sablonneux n'ayant probablement pas exactement la même origine. L'analyse du degré d'usure de certains minéraux les plus fréquents apporte à cet égard des données complémentaires. Les diagrammes de la figure 64 montrent en effet — pour les quatre échantillons pris comme exemples — que, si les grains de quartz apparaissent dans l'ensemble peu usés, ils le sont plus nettement en baie d'Aïn-el-Turk (P. 441) qu'en baie des Andalouses (P. 443). Il n'en est de même pour les pyroxènes : augite et diopside d'une part, augite et hypersthène d'autre part. Ceux de la baie des Andalouses sont étonnamment frais, pratiquement « *natifs* ». Il est évident que les deux systèmes sablonneux n'ont pas été soumis à des remaniements de la même intensité. Dans le golfe d'Arzew, les différences sont moins sensibles. Ce qui est net, toutefois, c'est le degré d'usure important de très petits cristaux comme le zircon, la tourmaline et les fragments d'augite.

La surface des divers cristaux arrondis à subarrondis n'est que très rarement dépolie et d'aspect mate ou franchement lisse et d'aspect luisant. Elle est le plus souvent « *picotée* ».

Source : MNHN, Paris

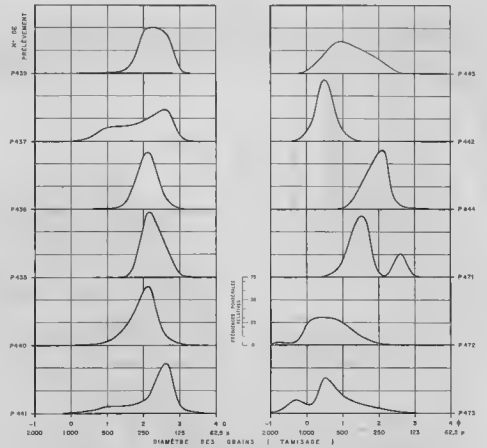


FIG. 62. — Courbes granulométriques de quelques sables de la bordure littorale oranaise.
Sables de plage : n° P. 439;
Sables de l'estran : n° P. 440, P. 441, P. 442, P. 443, P. 444, P. 471, P. 472, P. 473;
Sables de dunes : n° P. 435, P. 436.
Formations consolidées de l'arrière-pays : n° P. 437.
(Pour la localisation, cf. cartes en annexe).

La fraction siliceuse des sédiments calcaires et pélitiques.

Elle se compose principalement d'un sablon quartzeux dans lequel on remarque la présence de pyroxènes, de tourmaline. Exceptionnellement, les grains de glauconie et de limonite peuvent être abondants. Dans presque tous les sédiments pélitiques et en particulier dans les dépôts riches en calcaire, on a noté la présence de spicules d'Éponges.

c) LES ARGILES.

Dans le golfe d'Arzew, les argiles forment une fraction très importante du sédiment. Dans 60 % environ de l'échantillonnage, ces minéraux phylliteux constituent de 40 à 60 % du sédiment (fig. 58 et 59). Les argiles participent au premier chef au développement de la vasière d'Arzew. L'espèce dominante est toujours l'illite « *ouverte* » (à *interstratifiés*) accompagnée de la kaolinite dans les proportions moyennes respectives de 70 et 30 %.

Dans le golfe d'Oran et ses abords, les teneurs en argiles les plus fréquentes se situent entre 10 et 20 %. Il faut descendre le long de la pente continentale pour trouver des teneurs de l'ordre de 50 à 60 %. De même qu'à Arzew, c'est *l'association illite-kaolinite* qui forme la totalité de la phase argileuse sauf sur le plateau des Habibas où apparaît la montmorillonite. La présence de cette espèce en faible quantité est plausible dans cette région dont les formations volcaniques de l'arrière-pays et

Source : MNHN, Paris

TABLEAU 31

Quelques exemples de la composition des argiles dans les sédiments pélitiques du plateau continental oranais.
(Les pourcentages relatifs des diverses espèces sont indicatifs de 10 à 20 % près).

Nos	Quartz	Illite	Kaolinite	Montmorillonite	Chlorite
308	+	60	40	—	—
319	+	70	30	—	—
340	—	70	30	—	—
377	—	70	30	—	?
389	—	70	30	—	—
178	+	40	40	20	?
185	+	50	40	10	—

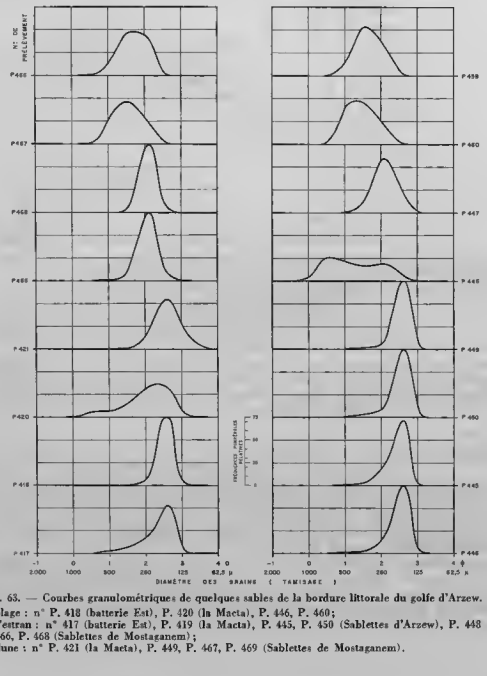


FIG. 63. — Courbes granulométriques de quelques sables de la bordure littorale du golfe d'Arzew.

Sables de plage : n° P. 418 (batterie Est), P. 420 (la Macta), P. 446, P. 460;
Sables de l'estran : n° 417 (batterie Est), P. 419 (la Macta), P. 445, P. 450 (Sablettes d'Arzew), P. 448 (Saint-Leu) P. 459, P. 466, P. 468 (Sablettes de Mostaganem);
Sables de dune : n° P. 421 (la Macta), P. 449, P. 467, P. 469 (Sablettes de Mostaganem).

Source : MNHN, Paris

des îles Habibas sont bien connues (SADRAN, 1958). Il est possible que çà et là la chlorite à l'état de trace vienne s'y ajouter.

En règle générale, la fraction argileuse des sédiments oranais se compose donc essentiellement des deux espèces communes à toute la bordure sous-marine algérienne.

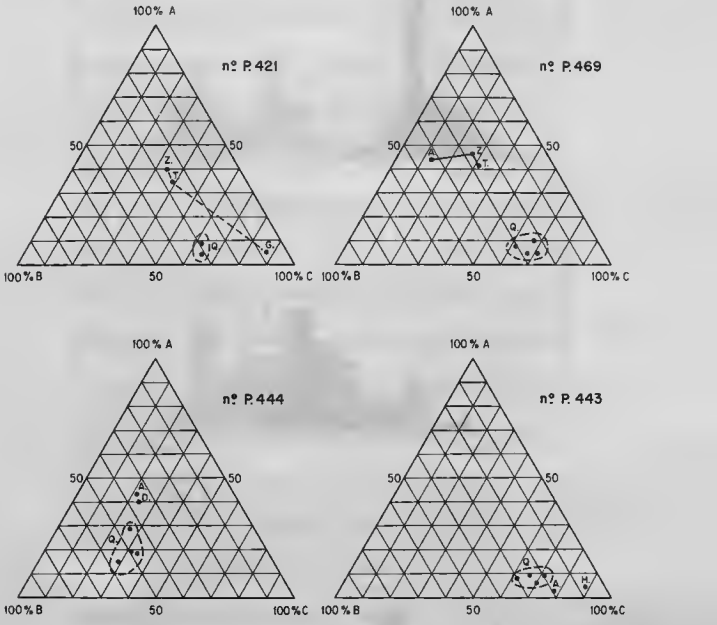


FIG. 64. — Diagrammes avec points représentatifs de l'usure et de l'altération des forces de quelques minéraux des sables de la bordure littorale oranaise.

(A) = arrondis à très arrondis, (B) = subarrondis à subanguleux, (C) = anguleux à très anguleux (natifs). (Pour les valeurs numériques correspondantes, cf. le chapitre I).
(Q) = quartz, (Z) = zircon, (T) = tourmaline, (G) = grenat, (D) = disthène, (A) = angite, (H) = hypersthène.

Source : MNHN, Paris

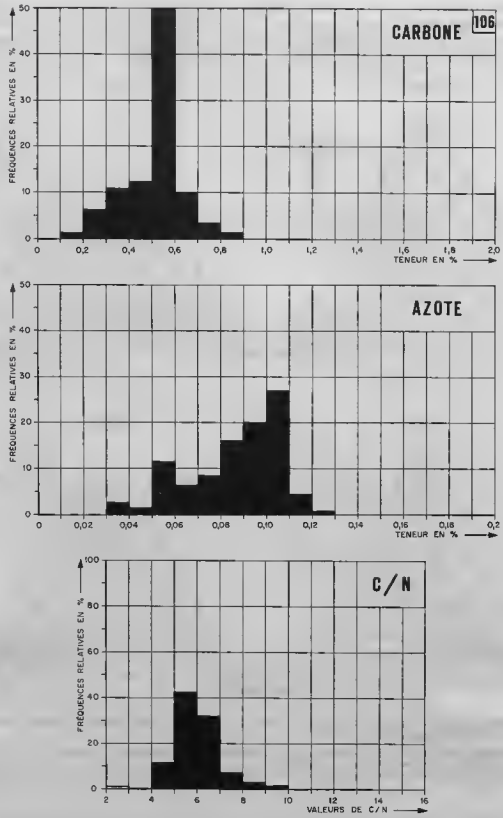


FIG. 65. — Distributions de fréquences des teneurs en azote et carbone organique et des valeurs de C/N des sédiments pélitiques du golfe d'Arzew.

Source : MNHN, Paris

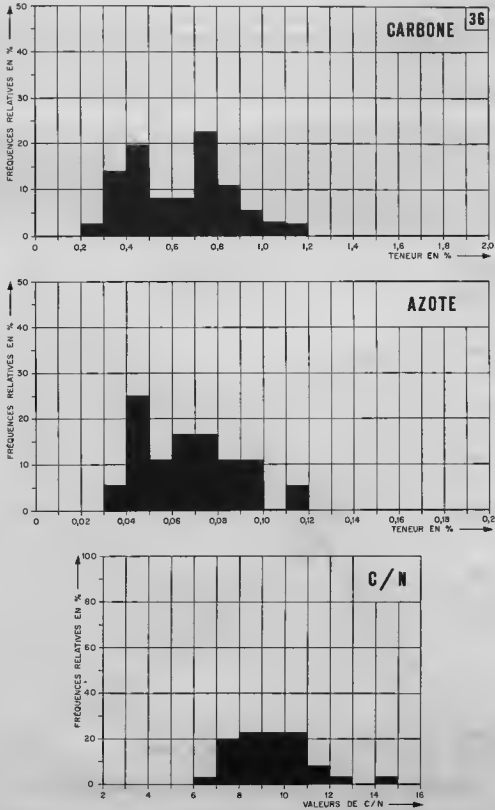


FIG. 66. — Distribntions de fréquences des teneurs en azote et carbone organique et des valeurs de C/N de quelques sédiments pélitiques du golfe d'Oran et de ses abords.

Source : MNHN, Paris

3 — APERÇU SUR QUELQUES CONSTITUANTS MINEURS DES SÉDIMENTS PÉLITIQUES.

a) La matière organique.

Dans le golfe d'Arzew, les teneurs en carbone organique sont, pour 50 % de l'échantillonnage, singulièrement monotones : entre 0,5 et 0,6 (fig. 65), la moyenne est de 0, 51 %. On constate une plus grande dispersion en ce qui concerne l'azote dont la teneur moyenne est de l'ordre de 0,086 %. Il s'ensuit des valeurs de C/N relativement faibles comprises pour les 3/4 entre 5 et 7. Le coefficient de corrélation $\rho' = 0{,}81$ (fig. 67), satisfaisant, indique que dans un grand nombre de cas, la corrélation envisagée est significative. La matière organique contenue dans les sédiments du golfe d'Arzew semble donc très homogène, très « *évoluée* ».

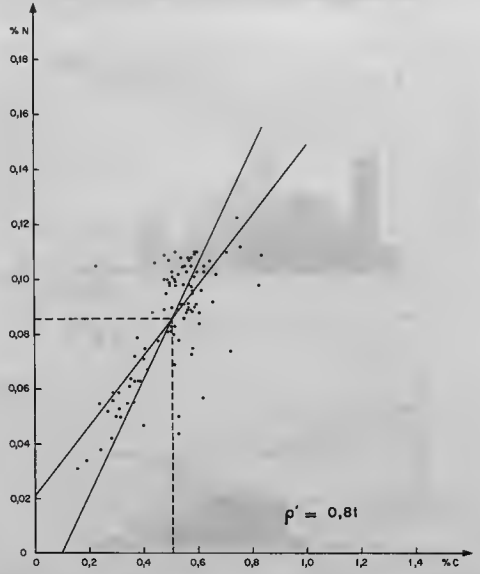


Fig. 67. — Relation entre l'azote et le carbone organique des sédiments pélitiques du golfe d'Arzew. Droites d'estimation linéaire et coefficient de corrélation.

Source : MNHN, Paris

Toutefois, une analyse fine des résultats des dosages montre qu'en fait, il en existe deux types : la matière organique de la vasière d'Arzew et des alentours des « *bancs* » calcaires pour laquelle C/N est compris entre 5 et 6,5 et la matière organique de la « *vasière de l'oued Chélif* », des bordures littorales, pour lesquelles C/N est en moyenne supérieur à 8. Dans ce dernier cas, nous l'avons déjà précisé au cours de l'étude d'autres régions, la matière organique est détritique, d'origine végétale, non encore assimilée, plus carbonée qu'au centre des « *grandes vasières* ». Notons en outre que c'est dans les faciès calcaires que la teneur en C (et par conséquent en matière organique) est la plus faible : 0,2 à 0,4 %.

Dans le golfe d'Oran et ses abords, les sédiments diffèrent nettement à cet égard. En effet, ils contiennent en moyenne plus de carbone organique : 0,64 % et surtout beaucoup moins d'azote : 0,067 %. Les diagrammes de la figure 66 mettent d'ailleurs en évidence une plus grande dispersion des résultats d'analyse qu'à Arzew ce qui n'empêche pas le coefficient de corrélation $\rho' = 0{,}93$ (fig. 68) d'être très élevé. Par ailleurs les valeurs C/N comprises pour l'essentiel entre 8 et 11 et qui atteignent parfois 15, sont fortes. Mis à part certains échantillons dont on n'a pas tenu compte parce qu'ils contenaient des scories et des résidus bitumineux, dans presque tous les autres et en particulier dans

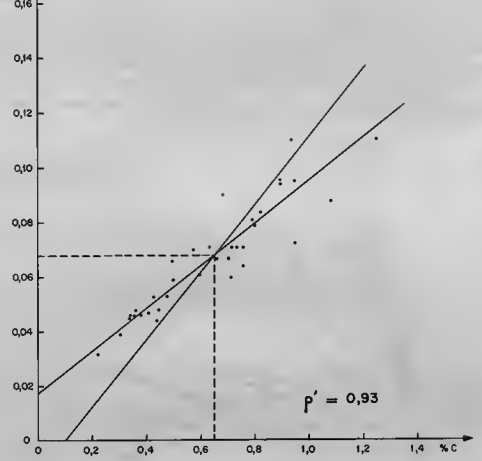


FIG. 68. — Relation entre l'azote et le carbone organique de quelques sédiments pélitiques du golfe d'Oran et de ses abords. Droites d'estimation linéaire et coefficient de corrélation.

Source : MNHN, Paris

ceux du golfe d'Oran et de la baie des Andalouses, on a observé une quantité parfois importante de fibres végétales ce qui explique la richesse relative (anormale) en carbone de ces sédiments. Ces fibres proviennent du rouissage des débris de Zostères, plantes qui forment de vastes prairies et herbiers littoraux. Il est ainsi fort probable que la quasi-totalité de la matière organique des sédiments à C/N élevé soit d'origine végétale. Le golfe d'Oran et la baie des Andalouses sont à cet égard comparables au golfe de Philippeville et à la baie de Castiglione.

b) Les sulfures.

Toutes les recherches de monosulfures et de pyrite dans le sédiment de la région oranaise se sont avérées totalement négatives. Aucune trace nette de sulfure n'a pu être décelée.

c) Le fer et les complexes ferrugineux.

Les teneurs en fer total facilement soluble sont, en règle générale, comprises entre 1,5 et 3 % par rapport à l'échantillon total sec ce qui est relativement faible. Par contre, les valeurs de $I^*_{re} = \% Fe^{3+} / \% Fe^{2+}$ sont très élevées, 5 à 6 en moyenne et peuvent atteindre 15. Elles correspondent à une nette diminution du fer à l'état réduit au bénéfice des formes oxydées, par rapport aux autres régions. Il ne fait aucun doute que cette forte dominance du fer oxydé dans les faciès calcaires ait pour origine les « *sables fauves* » décrits précédemment, à calcaire organogène imprégné ou épigénisé par de l'hydroxyde de fer. On constate en effet que dans les vases calcaréo-argileuses où ce calcaire est en régression, I^*_{re} diminue pour atteindre des valeurs minimales de l'ordre de 3 en quelques points des vasières d'Arzew et de l'oued Chélif et dans les boues argilo-siliceuses de la bordure sous-marine du Dahra. Ceci apparaît d'ailleurs dans le diagramme (fig. 69) où on distingue deux nuages de points, le premier correspondant aux faciès calcaires à « *sables fauves* », le second aux boues argileuses.

Remarquons qu'à ces fortes valeurs de l'indice d'oxydo-réduction correspond l'absence totale de sulfures authigènes actuels c'est-à-dire l'absence de milieux réducteurs.

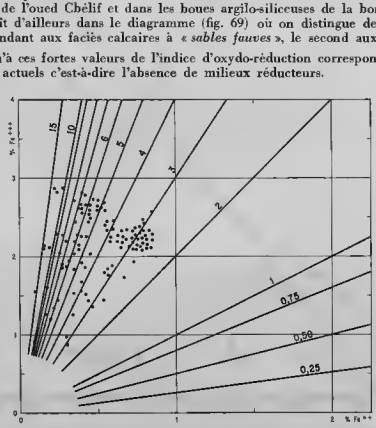


Fig. 69. — Points représentatifs des teneurs en fer réduit et oxydé soluble dans H Cl de quelques sédiments pélitiques du golfe d'Arzew. I^*_{re} (*indice rédox*).

Source : MNHN, Paris

En plus des imprégnations d'hydroxydes qui caractérisent le calcaire des « *sables fauves* », il y a les remplissages de Foraminifères par de la limonite ou de la gœthite qui apparaissent souvent en moule interne après destruction du test calcaire.

Beaucoup de débris calcaires ferrugineux sont en outre incrustés de glauconie, minéral qui se trouve aussi en grains (moule interne) ou en remplissage de Foraminifères.

Ces formations ferrugineuses et glauconieuses sont très probablement, comme nous l'avons vu précédemment, le résultat d'un remaniement bien antérieur à l'époque actuelle. Il se pourrait cependant, sans qu'on puisse préciser d'avantage dans l'état actuel de nos travaux, qu'une très faible authigenèse de glauconie et de limonite se manifeste actuellement dans les boues argilo-calcaires du rebord continental du golfe d'Arzew.

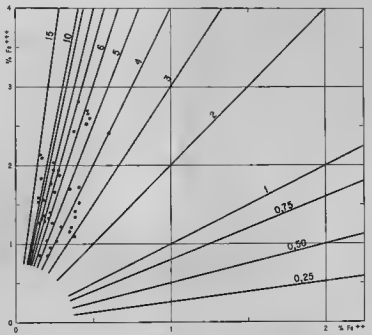


FIG. 70. — Points représentatifs des teneurs en fer réduit et oxydé soluble dans H Cl de quelques sédiments pélitiques du golfe d'Oran et de ses abords. I?, *indice redox*).

4 — QUELQUES INDICES SUR LA NATURE DU SUBSTRATUM.

Sur la bordure littorale rocheuse du djebel Orousse, dans les sables et les graviers calcaires, au voisinage de l'île Plane et de ses hauts-fonds voisins (n° 199), on a trouvé un cailloutis et même des galets plus ou moins encroûtés d'un calcaire massif, dolomitique, hématisé qui existe dans les formations secondaires du littoral oranais (les monts d'Arzew, la Montagne des Lions, le Murdjajo, etc.) (GOURINARD, 1958).

En baie des Andalouses (partie Est), dans les sables et les graviers calcaires à maerl de la bordure littorale, on a remarqué la présence de galets très encroûtés d'une lave à texture porphyrique. Les phénocristaux sont des plagioclases et de l'augite souvent maclée. La pâte est microlitique (plagioclases) à petits cristaux d'augite et de magnétite. La texture est en général fluidale. La roche est veinée par des filonnets de calcite. Cette lave peut provenir soit des quelques coulées de basaltes intercalées dans les schistes violacés du cap Falcon, soit du démantèlement des formations volcaniques miocènes de l'Oranie occidentale.

Beaucoup plus intéressants sont trois dragages sur le rebord continental : JC. 58 au niveau de la pointe Est des îles Habibas, le n° 182 sur le flanc occidental de la vallée des Habibas, JC. 54 sur le

Source : MNHN, Paris

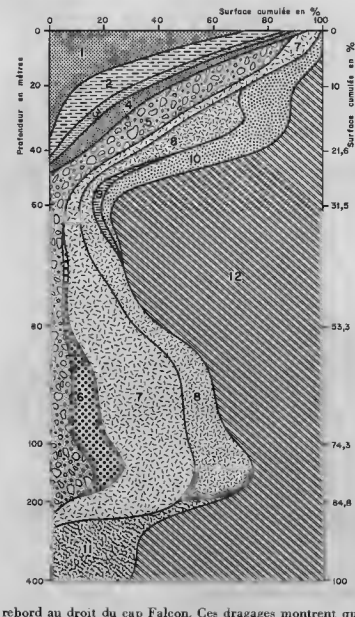


FIG. 71. — Diagramme illustrant la variation relative de la surface couverte par les principaux faciès en fonction de la profondeur dans le golfe d'Arzew.
Les figurés utilisés sont les mêmes que ceux de la carte sédimentologique correspondante.

1 — Sables et sablons siliceux;
2 — Vases silico-argileuses;
3 — Vases silico-calcaires;
4 — Sables et sablons calcaréo-siliceux;
5 — Sables et graviers calcaires;
6 — Vases calcaires;
7 — Vases calcaréo-siliceuses;
8 — Vases calcaréo-argileuses;
9 — Vases argilo-calcaires;
10 — Boues silico-argileuses;
11 — Boues argilo-calcaires;
12 — Boues argilo-siliceuses.

rebord au droit du cap Falcon. Ces dragages montrent que, sous une pellicule de boues et éventuellement de vases vertes, ont été arrachés des fragments de marnes grises à passées sableuses vertes. Or, ces marnes, particulièrement celles qui affleurent au droit du cap Falcon, renferment de nombreux Foraminifères pyriteux ou calcifiés mêlés à un sablon quartzo-micacé (chlorite). Parmi les nombreux groupes représentés citons : les *Globigerinidæ*, *Buliminidæ*, *Rotalidæ*, *Cassidulinidæ*, etc. On a noté les espèces caractéristiques suivantes :

Spiroplectamina carinata,
Marginulina hirsuta,
Siphonodosaria adolphina,
Bulimina ovata et *pyrula*,
Uvigerina barbatula, etc.

Toutes ces espèces ont été observées dans le Miocène de Mers-el-Kébir et de l'oued Hamnradi (GOURINARD, 1958). Ces marnes grises appartiennent vraisemblablement aux **faciès pélagiques miocènes**, antérieurs à la surrection des horsts.

Ainsi, il apparaît qu'au moins en plusieurs points, le rebord continental est taillé dans du Miocène supérieur qui affleure encore de nos jours. C'est une confirmation des coupes structurales de Y. GOU-

Source : MNHN, Paris

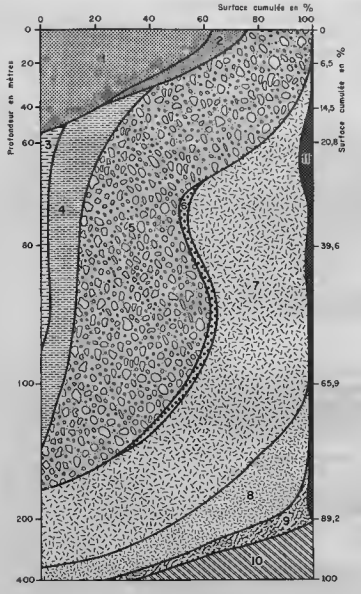


FIG. 72. — Diagramme illustrant la variation relative de la surface couverte par les principaux faciès en fonction de la profondeur dans le golfe d'Oran et ses abords.
Les figurés utilisés sont les mêmes que ceux de la carte sédimentologique correspondante.

1 — Sables et sablons siliceux;
2 — Sables et sablons calcaréo-siliceux;
3 — Vases silico-argileuses;
4 — Vases silico-calcaires;
5 — Sables et graviers calcaires;
6 — Vases calcaires;
7 — Vases calcaréo-siliceuses;
8 — Vases calcaréo-argileuses;
9 — Boues argilo-calcaires;
10 — Boues argilo-siliceuses.

RINARD qui laissaient supposer la présence de Miocène dans le précontinent oranais sur une épaisseur de plusieurs centaines de mètres.

Ajoutons que des sondages effectués dans le port d'Arzew et au niveau de ses abords immédiats ont montré qu'entre les affleurements de **lumachelle à Pétoncles** ou de **grès dunaire du Quaternaire récent**, le remplissage meuble (sables et graviers, vases calcaires, etc.) est peu important : de 1 à 2 m. **La dalle de Quaternaire récent** se prolonge probablement sous la bordure littorale sablonneuse. Elle réapparaît nettement à la faveur du bombement très récent de Port-aux-Poules.

Les cartes du golfe d'Arzew et du golfe d'Oran, les 2 diagrammes des figures 71 et 72, suffisent une fois encore à résumer les caractères généraux de cette région oranaise. La sédimentation, argileuse importante dans le golfe d'Arzew puisqu'elle est à l'origine de la grande vasière et forme des dépôts qui recouvrent 50 % de la superficie du plateau continental, est considérablement réduite dans le golfe d'Oran et ses abords où les faciès calcaires recouvrent plus de 80 % de la plate-forme continentale.

Source : MNHN, Paris

Les « *bancs de sable calcaire* » du golfe d'Arzew, les « *plateaux calcaires* » du golfe d'Oran semblent constitués, à des degrés divers, par du matériel remanié sur lequel se surimposent actuellement, avec une fine pellicule de boues, des biocénoses à Foraminifères et Bryozoaires contenant quelques coquilles.

La vasière du golfe d'Arzew toujours en extension serait en passe d'ensevelir totalement les quelques témoins calcaires qui pointent encore en son centre.

Ainsi la bordure sous-marine oranaise qui se caractérise par un grand développement des faciès serait ***en voie d'envasement.***

Du point de vue de la sédimentation détritique, l'association illite-kaolinite forme l'essentiel des argiles. L'apparition de montmorillonite témoigne de l'influence du secteur éruptif de l'Oranie occidentale. Les sables de la bordure littorale riches en calcaire bioclastique remanié (Quaternaire récent) sont formés pour une part importante par du matériel en provenance de formations éruptives comme en témoigne la présence de pyroxènes : augite, hypersthène et de quartz limpides. Cependant, le diopside, la tourmaline, l'andalousite ont très probablement une autre origine à rechercher dans les terrains du Tell oranais.

II — LA RÉGION DU GOLFE DE NEMOURS.

Le golfe de Nemours fait transition entre la plate-forme continentale étroite du golfe d'Oran à revêtement calcaire et le large plateau sous-marin recouvert d'argiles du golfe de Melilla. La nature des sédiments n'y est toutefois pas fondamentalement différente. En effet, du plateau des Habibas au cap Milonia, une large écharpe de sédiments calcaréo-argileux est jalonnée par des « *bancs de sable calcaire* » de composition (au moins superficielle) identique à ceux d'Oranie. L'envasement est seulement beaucoup plus avancé.

Dans la zone du plateau continental comprise entre Béni Saf et la frontière marocaine, on assiste au développement vers l'Ouest d'un faciès argileux (boues argilo-calcaires) qui se substitue aux faciès calcaires ou calcaréo-argileux. Sans qu'il y ait complète analogie entre les deux ailes du plateau continental algérien, un phénomène identique semble se produire dans la région de La Galite, plus précisément dans les vallées de La Galite et de Tabarca où l'on retrouve les mêmes sédiments.

I — DESCRIPTION ET RÉPARTITION DES DIFFÉRENTS SÉDIMENTS. (Voir carte sédimentologique du golfe de Nemours n° X).

a) Les sédiments calcaires.

Les sables et graviers calcaires.

Ce sédiment est peu répandu dans le golfe de Nemours. Il forme quelques petits « *ilots* » disséminés entre les isobathes 100 et 150 m. Légèrement argileux comme dans l'Oranie, il est identique aux sables calcaires de cette région.

Ces sables se composent en effet de deux ensembles de débris calcaires :

— un « *sable fauve* » à débris de coquilles d'Algues encroûtantes ocracées, à Foraminifères calcifiés parmi lesquels (n° 27) nous avons remarqué quelques *Marginulina filicostata*, espèce très probablement pliocène (Padani) :

— un « *sable blanc* » à Bryozoaires, débris d'Oursins et nombreux Foraminifères : *Elphidium* (*complanatum*), *Textularia*, *Rotalitidæ*, etc., et *Globigerinidæ* dominants.

Source : MNHN, Paris

La fraction « *fauve* » est parfois uniquement constituée par des débris de coquilles et de Lithothamniées corrodés, imprégnés de gœthite et incrustés de glauconie. Quelques rares Gastéropodes encore entiers sont totalement épigénisés.

Ce sédiment renferme, en outre, des grains de quartz « *émoussés luisants* », quelques pyroxènes et des grains de glauconie.

Les vases calcaires.

Mise à part leur teneur plus élevée en argiles et en Foraminifères pélagiques, les vases calcaires ont, pour ce qui concerne leur fraction arénitique, une composition identique aux sables et graviers. Dans les vases calcaires du large (de — 130 à — 150 m) les sables fauves contiennent, mêlés à d'autres Algues calcaires et à des débris de coquilles, un *maerl* corrodé et incrusté de glauconie. Certains de ces débris sont gris à gris-verdâtre et rappellent à ce titre les « *sables verts* » d'Oran. On range aussi dans les « *sables fauves* » de nombreux grains de glauconie et des Foraminifères glauconieux ou remplis de limonite comme les genres : *Uvigerina, Bolivina, Bulimina*, les espèces *Ammonia beccarii, Elphidium crispum* et même *Hyalinea baltica*. A cette fraction calcaire, très probablement ancienne, s'ajoutent des coquilles fraîches de Gastéropodes et de Lamellibranches et une biocénose de Foraminifères à Uvigérines, Cassidulines..., et *Globigerinidæ* dominants.

Les vases calcaires plus côtières (aux alentours de l'isobathe 100 m) contiennent apparemment beaucoup moins de maerl ancien mais par contre beaucoup plus de coquilles fraîches.

Les vases calcaréo-argileuses.

Ce faciès acquiert dans cette région une grande extension. Il se développe suivant une « *grande écharpe* » ne recouvrant pratiquement que la plate-forme continentale comprise entre les isobathes 100 et 150. Ces vases ont une composition très homogène. Leur fraction arénitique et aleuritique grossière, importante, se compose de trois types d'éléments figurés :

1) un sable bioclastique « *fauve* »,
2) un sable glauconieux,
3) une biocénose à Foraminifères.

Le sable bioclastique « fauve » est formé essentiellement par des débris ocracés, parfois complètement épigénisés, de coquilles de Lamellibranches, de Gastéropodes et d'Echinides (piquants d'Oursins), de Bryozoaires et d'Algues calcaires. En outre, les Foraminifères glauconieux comme *Elphidium crispum, Ammonia beccarii* principalement, Miliolés et Bolivines ensuite, sont abondants.

Le sablon glauconieux comprend de très abondants grains de glauconie (et peut-être de chamosite ?), des moules internes entiers ou en fragments et des petits quartz. La glauconie peut former jusqu'à 10 % de l'écbantillon total.

La biocénose à Foraminifères est complexe car elle se compose d'un grand nombre d'espèces pélagiques et benthiques : *Globigerinoïdes ruber* (variétés rose et blanche), *Globigerinoïdes sacculifer, Globigerinella æquilateralis, Globorotalia inflata* et *truncatulinoïdes..., Uvigerina, Textularia, Lagenodosaria, Quinqueloculina, Lenticulina*... et de formes, très rares ailleurs, comme *Cancris*.

Cette population de Foraminifères nécessiterait à elle seule toute une étude qui n'a pu être entreprise dans le cadre de ce premier travail général. Une telle étude apporterait certainement des données précieuses sur la sédimentation au niveau des bancs calcaires. Il nous semble en effet anormal, en première analyse, de trouver en un même point, de grosses espèces généralement littorales (espèces d'herbiers) comme *Elphidium crispum* et *Ammonia beccarii* dont beaucoup sont glauconieuses, avec *Globigerinoïdes ruber, Globorotalia inflata* dont la dernière loge est translucide; le tout étant mélangé à des débris divers, principalement de piquants et de plaques d'Oursins. Il y a là, de toute évidence, mélange d'une microfaune benthique littorale à une population nettement pélagique. A ces trois ensembles d'éléments se superposent quelques coquilles de Lamellibranches et d'Ostracodes.

Du point de vue de la pétrographie sédimentaire, ce sédiment est donc très précisément une vase à Foraminifères et glauconie.

Source : MNHN, Paris

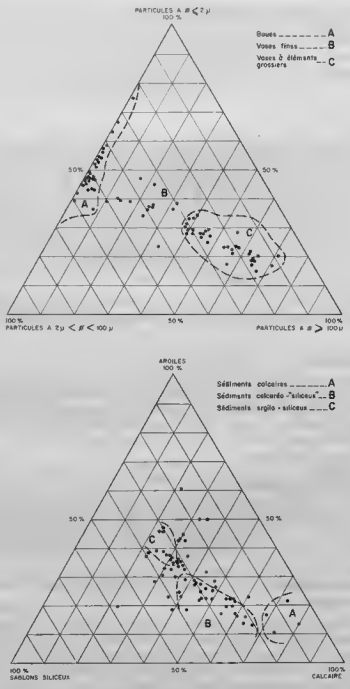
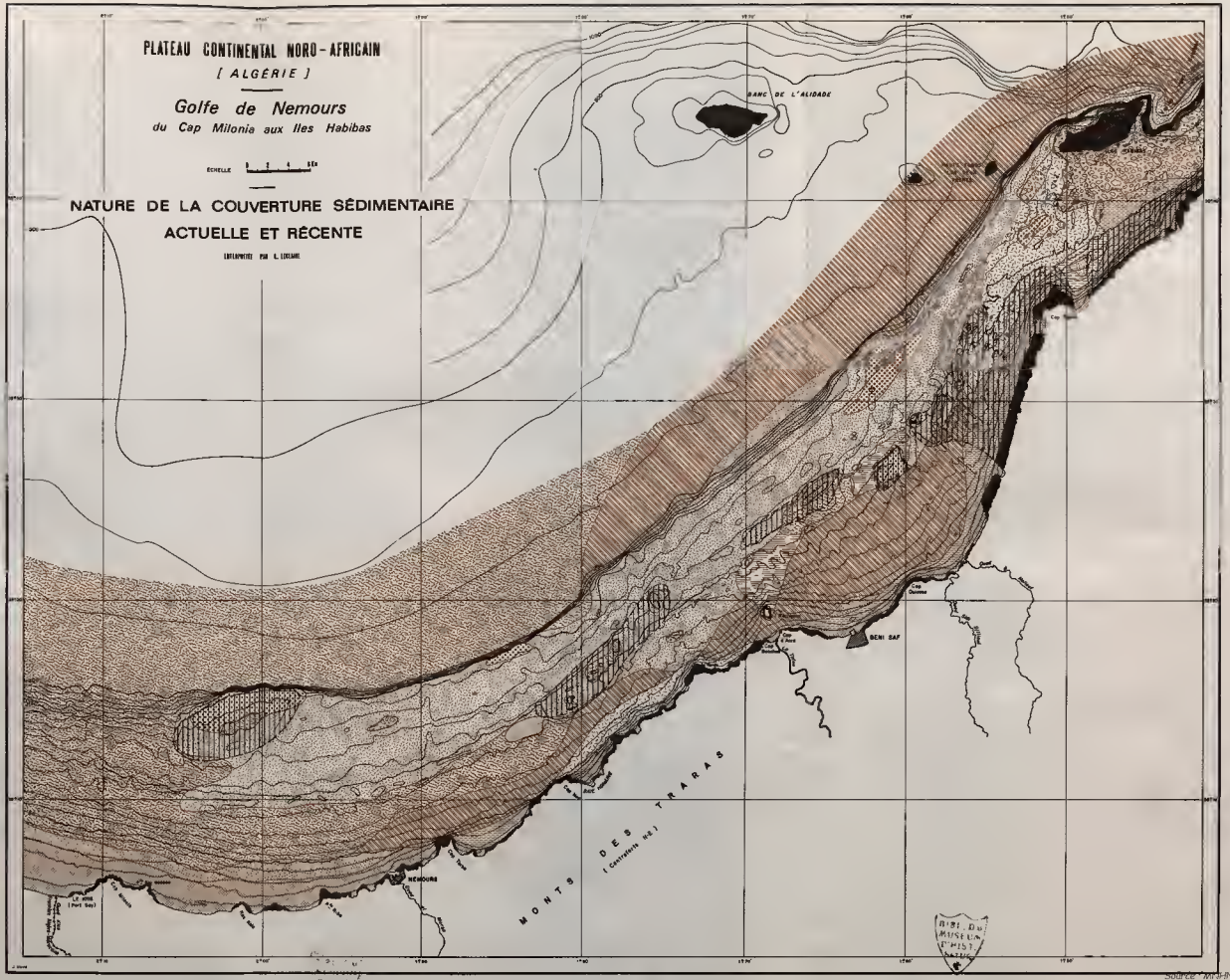


Fig. 73. — Points représentatifs de la granulométrie et de la composition de quelques sédiments pélitiques du golfe de Nemours.

Les vases calcaréo-siliceuses.

Nous avons décrit précédemment (région oranaise) les vases calcaréo-siliceuses du plateau des Habibas. Elles se prolongent devant le cap Figalo et passent ensuite à des vases calcaréo-argilenses. Entre le cap Noé et l'embouchure de la Tafna, ce type de sédiment participe à l'édification de la bordure littorale meuble et est, à bien des égards, nettement différent. On y trouve encore quelques traces d'un sable bioclastique « *fauve* » mais la plus grande part du calcaire est formée par des coquilles très récentes,

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

des Algues calcaires (dont des Lithothamniées) récentes et des Foraminifères côtiers comme *Elphidium crispum* et *Ammonia beccarii*. Par ailleurs, ces vases contiennent un sablon silico-calcaire à quartz (plus ou moins ferrugineux), à pyroxènes et glauconie.

Les boues calcaréo-argileuses.

Il s'agit d'un cas particulier dans le golfe de Nemours qui, très localement, fait la transition entre les vases calcaréo-argileuses et les boues argilo-calcaires. La fraction arénitique est évidemment beaucoup moins abondante que dans les vases mais on y trouve autant de Foraminifères et de glauconie.

b) Les sédiments siliceux.

Les sables et sablons siliceux.

La frange littorale sablonneuse est très réduite du cap Figalo à Nemours. Elle forme cependant quelques belles plages au fond de criques et d'anses entaillées dans la côte élevée de cette région, au débouché d'oued. Par contre, à partir de Nemours vers Melilla, elle prend progressivement une grande extension.

A Béni-Saf et au débouché des oueds El Hallouf et Sidi Djelloul, cette frange sablonneuse est formée par un sable roux, fin, bien calibré à quartz émoussé et débris calcaires, assez riche en minéraux accessoires des roches (pyroxènes).

Au débouché de la Tafna, les sables sont plus grossiers, plus mal classés, à débris de coquilles et de roches, à feldspaths et pyroxènes. Le quartz est limpide, la biotite subautomorphe. Les Foraminifères calcifiés sont relativement abondants.

Les avant-plages sont constituées par des sablons roux de nature peu différente à quartz petits et très anguleux, mêmes débris calcaires et mêmes pyroxènes. La biotite en petites lamelles est souvent altérée en chlorite. Devant l'embouchure de la Tafna, les grains de glauconie sont abondants et le quartz est teinté ou moucheté d'oxyde de fer.

Aux abords de la baie d'Honaïne, la bordure littorale meuble a été édifiée à partir d'un sable noir, anisométrique, dans lequel les débris de roche comptent pour moitié. Les quartz automorphes y sont fréquents de même que les pyroxènes.

Au large de Nemours s'étend un sable gris, grossier à quartz anguleux, feldspaths, débris de roches et biotite en lamelles hexagonales. Il contient de nombreuses gemmes et des oxydes de fer. Ce sable se prolonge jusqu'au cap Milonia et passe ensuite au système sablonneux de l'oued Mouloya et de la grande plaine basse des Trifas dont la composition doit être notablement différente.

Les vases silico-calcaires.

Ces sédiments forment quelques petites vasières littorales échelonnées du cap Figalo au cap Tarsa et qui s'intercalent entre les sables et sablons siliceux et les vases calcaréo-argileuses. C'est le résultat d'un mélange de sablons quartzeux à biotite et glauconie, de coquilles, de gros Foraminifères très frais et d'argiles. Ces vases renferment beaucoup de débris végétaux plus ou moins dégradés et charbonneux.

Les boues silico-argileuses.

Les boues du large, au droit de Béni Saf, semblent être un cas exceptionnel. Elles sont semblables aux boues argilo-siliceuses avoisinantes. Leur fraction arénitique et alcuritique grossière est, pour l'essentiel, un peu plus riche en sablon glauconieux à quartz et micas. Les Foraminifères, surtout les espèces planctoniques, sont abondants.

Devant Béni Saf et en bordure de la frange sablonnense qui s'étend de Nemours au cap Milonia, c'est un mélange de la partie la plus fine des sablons de l'avant-plage (quartz, débris de roches, micas) à des spicules d'Eponges, des Foraminifères et des argiles. On y trouve, comme dans les vases, des débris végétaux (fibres roties).

Source : MNHN, Paris

c) Les sédiments argileux.

Les vases argilo-calcaires.

C'est un cas particulier des vases calcaréo-argileuses. Les fractions arénitiques et aleuritiques ont une composition identique dans les deux cas. Il est possible cependant que les vases argilo-calcaires contiennent plus de débris d'Oursins fouisseurs. Seule la teneur en argile, en fait, les différencie.

Les boues argilo-calcaires.

Contrairement aux vases du même nom, ces boues de couleur jaune à beige constituent un véritable faciès à caractères propres, très étendu sur la plate-forme continentale et le rebord du golfe de Nemours. Leur composition est en moyenne la suivante :

Argiles	Calcaire	Fraction sablonneuse
40 %	33 %	27 %

La fraction arénitique (qui ne représente guère plus de 5 %) et la fraction aleuritique grossière (25-100 μ) se compose essentiellement de Foraminifères (nombreuses formes juvéniles) auxquels s'ajoutent d'abondants débris d'Echinides fouisseurs et quelques valves d'Ostracodes. Çà et là, on retrouve des traces d'un sable bioclastique « *fauve* », quelques grains de glauconie et des Foraminifères glauconieux. La thanatocénose à Foraminifères pélagiques et benthiques, moins importante que celle des vases calcaréo-argileuses, est formée par les mêmes espèces. Les Cassidulines et l'espèce *Hyalinea baltica* semblent toutefois plus abondantes. Par ailleurs l'espèce planctonique *Globigerinoïdes ruber* (rose et blanche), relativement rare dans les autres régions du plateau continental, est ici particulièrement représentée.

Ce sont en définitive des boues argilo-calcaires à Foraminifères.

Les boues argilo-siliceuses.

Elles sont de deux types : les boues du large et du rebord continental et les boues des vasières côtières.

Les boues argilo-siliceuses du large ont une fraction arénitique très peu importante (1 % au maximum de l'échantillon total) composée de Foraminifères variés dont les plus nombreux sont les Globigérinidés (*Orbulina* et *Globorotalia*) et d'un sablon silico-calcaire à quartz, spicules d'Eponges et débris calcaires bioclastiques (Foraminifères, Ostracodes et divers).

Les boues argilo-siliceuses des vasières côtières (dont la plus importante est celle de Béni Saf) se différencient des précédentes par une nette diminution du nombre des Foraminifères (planctoniques notamment) par gramme de sédiment et un changement net dans les espèces dominantes.

En règle générale, les espèces benthiques sont plus nombreuses que les espèces pélagiques et parmi elles, les genres Bolivine et Bulimine sont prépondérants.

Par ailleurs on trouve avec ces Foraminifères des débris calcaires : petites coquilles, Bryozoaires, Oursins fouisseurs et quelques Ostracodes.

Un abondant sablon siliceux à quartz, minéraux accessoires des roches et fragments de roches constitue toutefois l'essentiel de ces boues.

Par rapport à la région oranaise et plus particulièrement au golfe d'Oran, on constate que la sédimentation calcaire arénitique a considérablement moins d'importance dans le golfe de Nemours. Par contre, les sédiments calcaires pélitiques avec les vases calcaréo-argileuses y sont très développés. En outre, les boues argilo-calcaires prennent dans cette région une grande extension.

Fait nouveau, la glauconie est présente dans presque tous les sédiments au moins à l'état de traces. Elle est abondante dans tous les faciès calcaires et particulièrement dans les vases calcaréo-argileuses.

Source : MNHN, Paris

Des « *bancs et plateaux* » calcaires de l'Oranie (*s. t.*), il ne subsiste, dans le golfe de Nemours que quelques noyaux de sables et graviers et vases calcaires à **maerl profond**, cernés par la sédimentation pélitique. Dans tous les faciès calcaires du large (— 100 à — 150 m), on retrouve des sables anciens. Exceptionnellement, ils forment parfois plus des 2/3 de l'échantillon.

2. NATURE DES CONSTITUANTS MAJEURS.

a) Le calcaire.

La composition du calcaire des sédiments du golfe de Nemours est en définitive semblable à celle des dépôts oranais. Dans les **faciès calcaires du large**, on retrouve en effet un **maerl ancien** avec débris de coquilles de Mollusques non identifiables auxquels s'ajoutent de nombreux fragments de piquants d'Oursins. Les Foraminifères remaniés, glauconieux ou non, comme *Elphidium crispum*, *Ammonia beccarii*, des Miliolidés, des Cassidulinidés, sont fréquents. Des coquilles récentes, des Ostracodes, et principalement des Foraminifères planctoniques sont mélangés aux sables anciens ou les recouvrent. La population de Foraminifères prise dans son ensemble est très riche en espèces; certaines sont très rares par ailleurs sur le plateau continental.

Les boues argilo-calcaires ne sont pas totalement dépourvues de débris anciens. Ce sont surtout les **associations de Foraminifères planctoniques** qui caractérisent les boues du large. Toutefois, celles-ci ne représentent que 5 % au plus du calcaire total. Le reste se répartit en effet en calcaire pélitique (microgranulaire) et aleuritique fin : 60 %. Dans cette dernière fraction, au niveau du rebord continental, les Coccolithes comptent pour 10 à 50 % (tableau 32).

Tableau 32

Composition du calcaire dans quelques sédiments pélitiques du Golfe de Nemours.

Teneurs en calcaire (calcimétrie)	Vase calcaréo-argileuse du large n° 2	Boue argilo-calcaire du large n° 91	Boue argilo-siliceuse Vasière de Béni Saf n° 20
Total	60,9 %	31,3 %	23,8 %
Arénitique	81,8	2	4
Aleuritique fin	10	55	58
Pélitique	8,2	43	38
Teneurs en organismes (estimation)			
Foraminifères	50 %	(+ débris divers) 2 %	—
Maerl ancien	20	—	—
Coquilles	(+ débris) 10	—	(+ débris) 4 %
Coccolithes	+	20	—
Calcaire bioclastique fin	—	—	40
Calcaire microgranulaire	(+ débris) 20	(+ débris) 78	56

Enfin dans la région du golfe de Nemours comme dans toutes les autres, les sables et sablons siliceux contiennent un sable calcaire bioclastique à débris d'Algues, de coquilles, d'Oursins et à Foraminifères anciens calcifiés.

Source : MNHN, Paris

Il est à noter que, comme à Bône, les vases calcaréo-argileuses de Nemours sont des sédiments à Foraminifères et que, par ailleurs, les boues argilo-calcaires de cette région sont notablement différentes de celles du Constantinois.

L'un des diagrames de la figure 73 traduit l'abondance relative du calcaire dans tous les échantillons alors que celui de la figure 74 montre, comme à l'habitude, que le $CaCO_3$ des sédiments calcaires se trouve en grande majorité sous forme d'éléments grossiers : arénitiques.

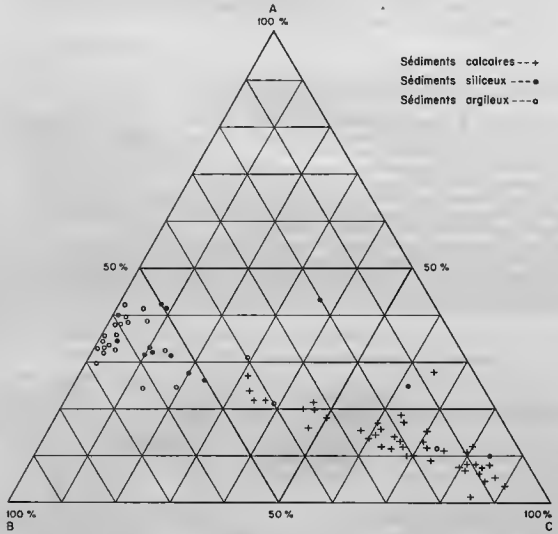


Fig. 74. — Points représentatifs de la répartition granulométrique du calcaire dans les sédiments pélitiques du golfe de Nemours.
(A) = fraction pélitique du sédiment, (B) = fraction alenritique fine ($2\,\mu < \varnothing < 25\,\mu$), (C) = fraction alenritique grossière et fraction arénitique ($\varnothing \geqslant 25\,\mu$).

b) La fraction siliceuse.

Les sables et sablons siliceux littoraux contiennent en moyenne de 50 à 60 % de quartz et de 30 à 40 % de calcaire bioclastique avec environ 10 % de débris de roches. En toute rigueur, dans certains cas, il s'agit de sables silico-calcaires. Nous avons choisi comme exemple, un échantillon (n° P. 471) représentatif des sables de Béni-Saf et de l'embouchure de l'oued El Hallouf qui ont sensiblement la même composition (tableau 33).

Source : MNHN, Paris

TABLEAU 33

Composition moyenne des sables et sablons siliceux de Bèni Saf.
(ex. : n° P. 471)
(Teneur en minéraux lourds : 1,5 %).

Constituants majeurs 95 %	Dominants	Secondaires
	Quartz : 60 %	Calcaire bioclastique : 30 % Débris de roches : 10 %

Constituants mineurs 5 %	Fréquents	Peu fréquents	Rares
	30 à 40 %	1 à 5 %	< 1 %
	Oxydes et hydroxydes de fer (hématite limonite. . .) Débris de roches ferrugineuses.	Hornblende brune Olivine (vers le pôle forstérite) Chlorite Andalousite.	Hornblende verte Actinote Epidote Biotite Glauconie Apatite Ilménite Leucoxène Sillimanite Rutile Sphène Zircon Tourmaline
	20 à 30 %		
	Augite Augite titanifère Diopside Hypersthène		

Hormis les oxydes et hydroxydes de fer, ce sont les pyroxènes qui forment l'essentiel des constituants mineurs. Les sables du golfe de Nemours sont les seuls à contenir trois espèces de pyroxènes : **l'augite et sa variété augite titanifère** (de couleur violette à mauve), **le diopside** (jaune-verdâtre à vert-pomme) et **l'hypersthène**, pyroxène orthorhombique, pléochroïque (vert à rose). Parmi les minéraux peu abondants : hornblende brune, chlorite, andalousite, notons la présence d'**olivine** très exceptionnelle dans les sables du plateau continental algérien et dont l'apparition doit être récente, en provenance directe des formations éruptives basaltiques de l'arrière-pays. L'andalousite semble se trouver ici dans les mêmes proportions que dans les sables de la plage d'Aïn-el-Turk.

Le cortège de minéraux lourds qui figure dans le tableau 33 varie peu dans son ensemble le long de la bordure littorale du golfe. Localement, au large de Nemours par exemple (n° 74), on observe des concentrations de minéraux qui forment de véritables **sables à gemmes** : 10 à 30 % de pyroxènes dont beaucoup d'**augite titanifère**, de tourmaline et de biotite.

L'analyse texturale n'ayant porté que sur peu d'échantillons n'a donné que des résultats dispersés. Sur l'avant-plage on trouve en général des sablons : $x^* = 100\,\mu$ à $200\,\mu$, sauf devant Nemours et dans la baie d'Honaïne où les sables sont anisométriques, à plusieurs populations de grains. Sur la plage, au débouché de l'oued El Hallouf, la courbe de distribution granulométrique est nettement bimodale (n° P. 471, fig. 62) traduisant l'existence de deux populations. Dans l'une, le grain moyen a un diamètre voisin de $350\,\mu$, dans l'autre il est égal à $150\,\mu$. C'est d'ailleurs dans cette dernière que la concentration en minéraux lourds est maximum. Les fluctuations granulométriques des sables de cette région ont très certainement pour origine la faible extension de la frange littorale meuble et surtout l'absence d'un véritable système sablonneux avec : dunes anciennes, dunes récentes, plages, avant-plages bien développées.

Ces sables sont dans l'ensemble « *peu évolués* », à preuve la présence d'olivine et de nombreux débris de roches. Dans le même ordre d'idée, ils sont peu remaniés comme le montrent les quelques résultats de l'analyse de l'altération des formes (ex. : n° P. 471).

Source : MNHN, Paris

	% Très arrondis à arrondis	% Subarrondis à subanguleux	% Très anguleux à anguleux
Quartz	4	34	62
Augite	2	23	75

Dans les boues et vases silico-argileuses, la fraction siliceuse est, en règle générale, représentée par un sablon gris ou noir, relativement pauvre en quartz (par rapport aux sables littoraux), riche en débris de roches. Les minéraux accessoires des roches sont rares, les plus fréquents restent la biotite, la tourmaline et le zircon.

Dans les vases argilo-siliceuses et les boues argilo-calcaires, la silice est formée par de petits éclats de quartz, très anguleux et des spicules d'Eponges. La glauconie est aussi comptée dans la fraction siliceuse au cours des analyses qui précèdent notre classification. Or cette espèce minérale est ici très abondante et fait apparaître dans les résultats bruts des analyses beaucoup de ces boues et vases comme sédiments calcaréo-siliceux (fig. 73). L'observation directe, la mesure des quantités de glauconie, permettent de rectifier et de classer en définitive ces dépôts dans les **sédiments calcaréo-argileux à glauconie.**

c) Les argiles.

Les sédiments pélitiques contiennent le plus souvent de 20 à 40 % d'argiles. Les minéraux qui constituent cette fraction argileuse sont les mêmes que dans le golfe d'Oran et ses abords. On distingue deux associations :

1°) à illite dominante et kaolinite avec ou sans présence probable de chlorite;
2°) à illite, kaolinite et montmorillonite.

Tableau 34

Quelques exemples de la composition des argiles dans les sédiments pélitiques du golfe de Nemours.

N°	Quartz	Illite	Kaolinite	Chlorite	Montmorillonite
12	–	70	20	10	–
66	+	80	20	–	–
7	+	40	30	–	30
34	+	50	30	–	20
20	+	50	30	–	20

La première association, très ubiquiste, se trouve dans tous les sédiments du large; par contre la deuxième semble localisée à la vasière de Béni Saf et d'une façon plus générale dans les sédiments pélitiques côtiers qui s'étendent de l'île Rachgoun au plateau des Habibas. Comme en Oranie, l'apparition de la montmorillonite est très certainement à mettre en relation avec les roches éruptives de l'arrière-pays. Sans qu'il nous soit possible de le démontrer d'une manière irréfutable (il faudrait plus d'échantillons et plus d'analyses), il semble que cette espèce soit plutôt concentrée dans les vasières littorales. Ceci pourrait signifier : soit un apport récent par les oueds qui n'auraient alimenté que les vasières littorales soit une ségrégation granulométrique, physico-chimique ou autre, par rapport à l'illite et à la kaolinite.

3 — APERÇU SUR QUELQUES CONSTITUANTS MINEURS DES SÉDIMENTS PÉLITIQUES.

a) La matière organique.

Les moyennes régionales des teneurs en carbone organique et en azote sont respectivement : 0,61 % et 0,07 %. Les différentes valeurs obtenues sont bien groupées autour de ces moyennes (fig. 75).

Source : MNHN, Paris

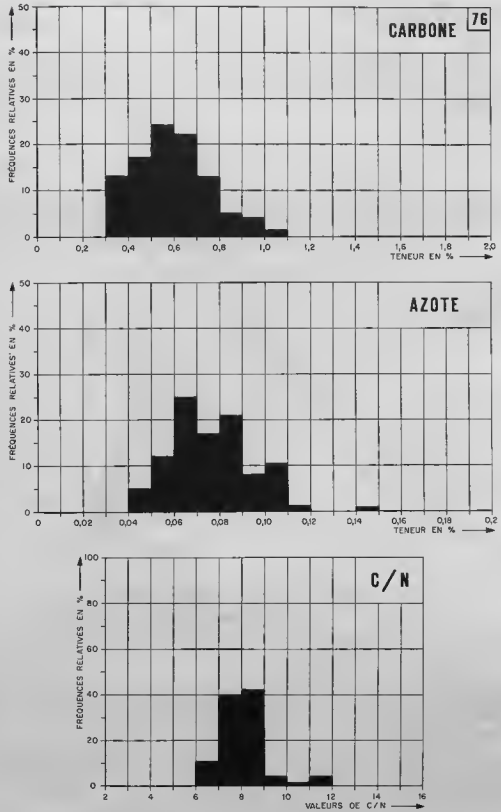


FIG. 75. — Distributions de fréquences des teneurs en azote, carbone organique et des valeurs de C/N dans les sédiments pélitiques du golfe de Nemours.

Source : MNHN, Paris

Le rapport C/N est assez élevé puisque compris entre 7 et 9. Le coefficient de corrélation entre C et N, $\rho^* = 0{,}90$ est satisfaisant (fig. 76).

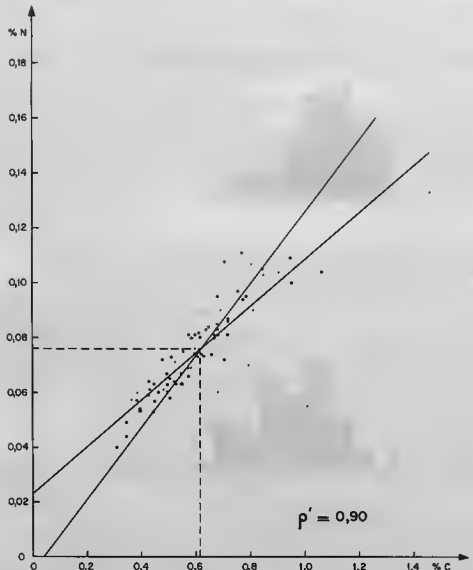


FIG. 76. — Relation entre l'azote et le carbone organique des sédiments pélitiques du golfe de Nemours. Droites d'estimation linéaire et coefficient de corrélation.

Dans l'ensemble, la matière organique contenue dans les sédiments pélitiques du golfe de Nemours est donc probablement très homogène, de composition peu différente d'un échantillon à l'autre. Notons cependant qu'à l'instar des sédiments du golfe d'Oran, la matière organique des dépôts de cette région est relativement pauvre en azote.

Quelques valeurs exceptionnelles de C/N ont été obtenues à partir d'échantillons prélevés à proximité du débouché de l'oned Tafna et dans la vasière de Béni Saf. Il s'agit là d'apports végétaux détritiques qui se déposent à chaque crue des oueds. L'influence de ces dépôts semble être limitée aux vasières littorales et n'affecter en rien les sédiments du large.

Source : MNHN, Paris

b) Les sulfures.

De même que dans le golfe d'Arzew et d'Oran, aucune trace de monosulfure ni de pyrite n'a été décelée dans les sédiments pélitiques du golfe de Nemours. Le plateau continental de l'ensemble de la province oranaise, de Nemours à Arzew, est donc recouvert par des sédiments totalement dépourvus de sulfures détritiques ou néoformés.

c) Le fer et les « complexes ferrugineux ».

Le fer facilement soluble est plus abondant qu'à Oran, il peut représenter 3,5 % en poids de l'échantillon total. Ce pourcentage maximum traduit la somme de quantités de fer ferreux et ferrique très inégales particulièrement au niveau des faciès calcaires. L'« *indice redox* » atteint des valeurs élevées, supérieures à 15 pour une moyenne de l'ordre de 5 (fig. 77).

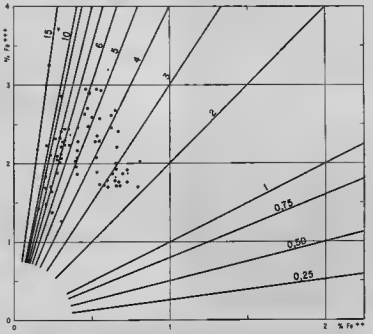


Fig. 77. — Points représentatifs des teneurs en fer réduit et oxydé soluble dans H Cl de quelques sédiments pélitiques du golfe de Nemours. I_r (*indice rédox*).

L'analyse chimique rend compte de cette façon de l'influence des « *sables fauves* » qui forment en règle générale une fraction très importante de tous les sédiments calcaires. Ces sables renferment sous forme de remplissage, de moules internes ou d'épigénies, de l'hydroxyde de fer qui leur donne leur coloration. Ils sont ainsi des réservoirs à fer oxydé et de ce fait non seulement le sédiment est entièrement « *oxydé* » mais il est de plus très probablement « *oxydant* ». Ce « *pouvoir oxydant* » diminue très nettement dans les boues argilo-calcaires de l'Ouest où toute trace de « *sable fauve* » a pratiquement disparu et où I_r est voisin de 3.

Parmi ce que nous appelons les complexes ferrugineux : la gœthite, la limonite, la glauconie, la sidéroses et les ferro-calcites, un seul a retenu notre attention : la glauconie. Ce minéral est abondant dans certains sédiments du golfe de Nemours et notamment dans les vases calcaréo-argileuses. Ce sont en fait, comme nous l'avons déjà vu, des vases à **Foraminifères et glauconie** car ce minéral constitue parfois jusqu'à 15 % de l'échantillon total. La teneur moyenne est de l'ordre de 5 %. La glauconie se présente surtout sous la forme de grains verts de formes très variées avec ou sans patine et fentes

Source : MNHN, Paris

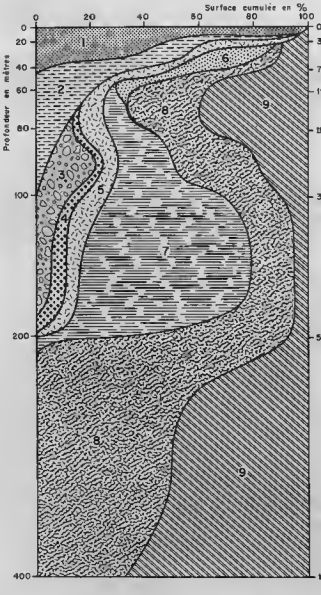


Fig. 78. — Diagramme illustrant la variation relative de la surface couverte par les principaux faciès en fonction de la profondeur dans le golfe de Nemours.
Les figurés utilisés sont, à peu près, les mêmes que ceux de la carte correspondante.

1 — Sables et sablons siliceux;
2 — Vases silico-argileuses;
3 — Sables et graviers calcaires;
4 — Vases calcaires;
5 — Vases calcaréo-argileuses;
6 — Boues silico-argileuses;
7 — Vases calcaréo-argileuses à glauconie;
8 — Boues argilo-calcaires;
9 — Boues argilo-siliceuses.

de retrait. On reconnaît, parmi ces grains, des moules internes de Foraminifères. Une importante quantité de ce minéral se trouve aussi en remplissage de Foraminifères comme : *Elphidium crispum*, *Ammonia beccarii*, *Cassidulina*, *Uvigerina*, *Globigerinella*, etc...

Une question vient immédiatement à l'esprit lorsqu'on se trouve en présence d'une telle quantité de glauconie dans la pellicule superficielle de la couverture sédimentaire : ce minéral est-il authigène ? Si oui, sa genèse a-t-elle lieu ou se poursuit-elle actuellement ? Il est toujours très difficile à un sédimentologue de répondre avec précision à de telles questions. Toutefois, plusieurs indices nous conduisent à penser que la glauconie, dans le golfe de Nemours comme à Oran, est d'origine ancienne et de plus, très probablement, remaniée. Tout d'abord, la présence de ce minéral, plus précisément son abondance, sont limitées pratiquement aux « *bancs calcaires* » du large. La glauconie remplit, pigmente ou incruste du maerl, des débris de piquants d'Oursins, des Foraminifères (*Elphidium*, *Ammonia*) dont la position bathymétrique, entre — 100 et — 150 m, est anormale.

On peut penser que sa genèse ait été postérieure à la mise en place de ces sables calcaires et se poursuive actuellement. Dans cette hypothèse, on devrait trouver parmi la thanatocénose à Foraminifères récents et actuels (post-glaciaires) à *Globorotalia inflata*, *Globigerinoïdes rubra* rouge et blanc, *Globorotalia truncatulinoïdes*, des formes remplies ou en voie de remplissage par la glauconie, non

Source : MNHN, Paris

seulement au niveau « *des bancs calcaires* », mais dans toutes les boues du large où ces Foraminifères sont relativement abondants. Or il n'en est rien et à moins d'admettre que la glauconie puisse se former électivement au niveau des « *bancs calcaires* » en remplissant sélectivement quelques espèces de Foraminifères, on est amené à penser qu'elle s'est constituée au cours de périodes anciennes, antérieures au *Post-Glaciaire*. Ce point de vue est renforcé par la présence des mêmes Foraminifères glauconieux et de glauconie en grains dans la frange littorale sablonneuse, ce qui, en outre, montre à l'évidence que la glauconie libre ou en remplissage peut résister à un puissant remaniement.

En conclusion, nous pensons que ce minéral est soit remanié et mis en place en même temps que « les bancs de sable calcaire » du large, soit authigène et contemporain de leur formation. De toute façon sa genèse serait, ainsi, bien antérieure à l'époque actuelle.

La couverture sédimentaire du golfe de Nemours est donc, par ses faciès calcaires, en continuité avec celle des golfes d'Oran et d'Arzew, mais, par ses faciès argileux préfigure simultanément celle du plateau continental marocain adjacent. Toutefois, actuellement, la sédimentation argileuse est largement prépondérante comme le montrent la carte du golfe de Nemours et le diagramme de la figure 78. Par contre, la sédimentation siliceuse qui se manifeste essentiellement par un ourlet de sables et sablons siliceux et de vases silico-argileuses, est très réduite. Les espèces et variétés de pyroxènes qu'on y trouve sont les témoins d'apports de matériaux arrachés aux formations éruptives de l'arrière-pays.

Au risque de nous répéter, résumons, en conclusion, les principaux caractères de la bordure sous-marine oranaise. La couverture sédimentaire meuble de cette région présente à notre avis deux aspects principaux : ses faciès calcaires, ses faciès argileux.

Les faciès calcaires sont pour la plupart anciens ou contiennent, à tout le moins, beaucoup d'éléments bioclastiques remaniés d'origine ancienne. La sédimentation calcaire actuelle est relativement faible.

Par contre, la sédimentation argileuse est actuellement importante et provoque l'extension de grandes vasières comme celle du golfe d'Arzew et l'enfouissement des faciès calcaires. Ce phénomène semble seulement débuter dans le golfe d'Oran; il est beaucoup plus avancé dans le golfe d'Arzew et en plein développement dans le golfe de Nemours.

La disposition des sédiments calcaires anciens à maerl et coquilles est sensiblement la même en Oranie que dans l'Algérois. Ces sédiments atypiques du large, « *en bancs* », en « *écharpe* », bordent le rebord continental et sont toujours séparés des sables et graviers calcaires actuels ou récents de la bordure littorale ou des hauts-fonds, par des vasières ou une « *bande de vase* » formées principalement de boues argilo-siliceuses. Toutefois, les sédiments calcaires profonds oranais se distinguent de ceux de la région d'Alger par leur forte teneur en glauconie.

NATURE DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE DU PLATEAU CONTINENTAL ALGÉRIEN. DISTRIBUTION DES SÉDIMENTS.

Au terme de cette description de la nature de la couverture sédimentaire du plateau continental algérien, il convient, avant d'en résumer les données essentielles, de se remémorer certains aspects géomorphologiques.

Nous avons vu (chapitre II) qu'en règle générale, le profil du plateau continental algérien est caractéristique : on passe du rivage vers le large par un plan incliné, surface de la bordure littorale (0-50 m) ; au delà, une surface sub-horizontale ou plate-forme continentale se termine souvent de manière abrupte, par une rupture de pente, début de la pente continentale : le rebord.

Source : MNHN, Paris

TABLEAU 35

Quelques exemples de la composition des principaux sédiments pélitiques du plateau continental algérien.

	Sédiments / Constituants	Vases calcaréo-argileuses		Boues calcaréo-argileuses	Boues argilo-calcaires	Boues argilo-siliceuses			Boues silico-argileuses
		Bone-La Galite	Golfe de Nemours	La Galite	Golfe de Nemours	Baie de Castiglione	Golfe d'Arzew	Golfe de Philippeville	Golfe de Bougie
Constituants majeurs	CALCAIRE	54 %	60 %	45 %	30 %	15 %	15 %	20 %	20 %
	Algues, Mollusques, Echinodermes	5	20	++	+	+	+	+	+
	Bryozoaires	10	+	+	—	+	—	+	—
	Foraminifères	20	30	20	++	++	+	10	++
	Coccolithes	5	+	15	10	+	+	++	+
	Débris fins et calcaire microgranulaire	15	10	10	20	15	15	10	20
	ARGILES	25	20	35	45	50	55	40	30
	Illite (et interstratifiés)	18	15	25	35	35	40	30	20
	Kaolinite et Chlorite	7	5	10	10	15	15	10	10
	SABLONS SILICEUX	21	10	20	25	35	30	40	50
	Quartz, Silicates et débris de roches	15	10	15	20	35	30	35	45
	Silice organique (Spicules d'éponges. . .)	6	+	5	5	++	+	5	5
C^ts Mineurs	Matières organiques	1	1	1,5	1,5	2	1	1,5	2
	Fer des Hydroxydes	2	3	3	2	5	5	5	4
	Sulfures	—	—	—	—	+	—	—	200 µg/g
	Glauconie	+	10	+	++	—	—	++	—
	Observations Complémentaires	Vase à Foraminifères, illite et glauconie (oxydante)		Boues à illite, Foraminifères et Coccolithes (oxydantes)	Boues à illite, Calcaire microgranulaire et Coccolithes (oxydantes)	Boues à illite et quartz (neutres)	Boues à illite et quartz (oxydantes)	Boues à illite et quartz (neutres)	Boues à quartz illite et sulfures (réductrices)

Source : MNHN, Paris

La bordure littorale rocheuse est très inclinée et fréquemment irrégulière, déchiquetée à l'image de la côte. Par contre, au débouché des dépressions plio-quaternaires (bassins néogènes) où se sont développés d'importants systèmes sablonneux (dunes anciennes, dunes récentes, plages, avant-plages), la bordure littorale est en fait un talus d'accumulation ce qui explique sa pente douce et régulière. Ce talus contribue largement à la régularité du tracé en arc du fond des golfes et baies.

La plate-forme continentale, surface d'abrasion ou structurale, en corniche ou en large plaines sous-marines, a une altitude moyenne variable suivant les régions : c'est une console élevée sur le fronton du Massif de Collo ou une plaine basse dans l'alignement de la dépression de Senhadja. Elle n'est réellement sub-horizontale que là où le recouvrement sédimentaire non consolidé est important. Partout ailleurs, on peut apercevoir un relief à caractère aérien ou subaérien : du cap Rose au cap Nègre, dans le golfe de Philippeville, sur le plateau de Djidjelli, etc... dont les points les plus élevés émergent parfois ou constituent autant de hauts-fonds.

Le rebord continental, rupture de pente, est très probablement un lieu où le substratum consolidé affleure fréquemment. Il est vraisemblable que la proximité et la nature de ce substratum conditionnent la morphologie du rebord. Dans l'Ouest, le rebord continental est souvent souligné, côté plate-forme, par des sédiments atypiques du point de vue bathymétrique.

Un peu partout sur le plateau continental, nous avons relevé des indices ou des preuves d'affleurement du substratum sous-jacent. Ces indices, le relief parfois très accidenté de la plate-forme nous amènent à penser que l'épaisseur du revêtement sédimentaire non consolidé, en dehors des talus littoraux et des vasières, est très mince, voire même pelliculaire.

Fréquemment interrompu, peu épais, le recouvrement sédimentaire meuble est aussi très varié.

Cette diversité et cette complexité sont le fait de l'action conjointe sur deux plans différents d'une sédimentation calcaire biogène et d'une sédimentation détritique terrigène. Ces deux modes de sédimentation se sont exercés dans des sites différents, les modifiant quelque peu, avec des intensités relatives variables d'une part d'Est en Ouest donc dans l'espace et d'autre part du Quaternaire récent à l'époque actuelle c'est-à-dire dans le temps. Les sédiments ainsi formés appartiennent aux trois grands groupes : dépôts calcaires, argileux, siliceux.

La sédimentation calcaire est encore actuellement importante sinon intense dans la région du golfe de Bône et du plateau de La Galite. Les sables et graviers à Algues calcaires (*Lithophyllum*) et Bryozoaires tapissent les plateaux (La Galite), les « *platiers* » (golfe de Bône), les sommets des hauts-fonds (banc Le Sec) et le pied de la bordure littorale rocheuse. Ces sédiments récents se forment soit directement sur le substratum rocheux soit sur des sables et graviers de même nature mais plus anciens, remaniés : les « *sables fauves* ». Il y a superposition pure et simple ou mélange (plateau du cap Rose).

Partout ailleurs la sédimentation calcaire récente et actuelle est beaucoup plus réduite et ne se manifeste plus sous la forme de sables et graviers qu'au sommet de hauts-fonds : Fetzara, banc des Kabyles, abords des îles Habibas... Sur les pentes et le pourtour de ces reliefs où s'exerce déjà l'influence de la sédimentation argileuse (vases calcaires), les faciès calcaires avec l'apparition des « *sables fauves* » ne peuvent être attribués en totalité à l'époque actuelle.

Plus à l'Ouest, à partir de la baie d'Alger, **l'essentiel des formations calcaires : les « bancs de sable » du large** qui jalonnent et soulignent la proximité du rebord continental, **ne sont pas le fait de l'époque récente** ou actuelle. En dépendent seules, les biocénoses à Foraminifères et localement à Bryozoaires et les quelques coquilles qui se surimposent à ces formations anciennes.

L'action conjointe de la sédimentation calcaire (Bryozoaires, Foraminifères, Coccolithes, etc...) et de la sédimentation argileuse (illite, kaolinite) aboutit par ailleurs à la formation de sédiments complexes comme les vases et les boues calcaréo-argileuses, les boues argilo-calcaires des vallées sous-marines (La Galite, Tabarca), des chenaux et du rebord du golfe de Bône.

Cependant, hormis la région de Bône - La Galite, **la sédimentation argileuse** est prédominante et a pour effet, en particulier dans le golfe de Nemours, le recouvrement des dépôts arénitiques calcaires plus anciens par un manteau de boues argileuses. Ce phénomène s'accompagne, semble-t-il, d'une **expansion des vasières littorales** dans le golfe d'Arzew, dans le golfe de Bône où les boues argileuses envahissent progressivement tous les points bas, les chenaux qui séparent les « *platiers* ». Cette expansion se marque, en bordure des vasières, par des sédiments de transition, autant de termes de passage entre les sables calcaires et les boues argileuses : boues argilo-calcaires, vases calcaréo-argileuses

Source : MNHN, Paris

(vases calcaréo-siliceuses), vases calcaires. Un peu partout ces boues argileuses cernent les « *bancs calcaires* » et les hauts-fonds au sommet desquels subsistent encore une biocénose à Algues calcaires et Bryozoaires qui anciennement devaient être beaucoup plus florissante. A cet égard, les *algueraies* à coquilles, Bryozoaires, des plateaux et « platiers » de la région de Bône, le *maerl* côtier de la baie de Castiglione et d'Oranie sont une survivance du passé.

Ce qui caractérise, en somme, la sédimentation de la période récente sur le plateau continental algérien, c'est donc une régression considérable des faciès calcaires, conséquence d'un « *envasement* » en voie de développement.

La sédimentation détritique terrigène qui provoque cet ensevelissement progressif, se manifeste en règle générale par l'apport prédominant d'argiles. C'est vrai pour toutes les régions à arrière-pays peu élevé ou à dépressions infra-littorales. Ce ne l'est pas pour la région kabyle à arrière-pays et côtes très élevés et peut-être encore en voie de surélévation. En effet, si partout ailleurs la sédimentation siliceuse ne se traduit que par une frange sablonneuse qui ourle le littoral ou par quelques sables anciens à gemmes sur la plate-forme continentale, dans la région kabyle, par contre, et particulièrement dans le golfe de Bougie et la baie de Djidjelli (ss. tt.) les sablons noirs purs ou ceux des boues silico-argileuses forment, par accumulation, un véritable talus qui ne s'arrête que sur le rebord continental. Si cette accumulation se poursuit sans doute encore aujourd'hui, la grande masse des matériaux a très probablement été amenée au cours d'époques antérieures pendant lesquelles des rivières comme l'oued Soummam, l'oued Kébir (et ses affluents dont l'o. Rhumel) se sont surimposées.

La région kabyle, bormis le plateau de Djidjelli, est singulière à un autre titre : dans les boues sablonneuses noires, particulièrement au niveau du canyon de Bougie, apparaissent sous forme de sulfures authigènes, les manifestations nettes d'une diagenèse précoce. C'est la seule région où ont été mis en évidence des milieux nettement et même fortement réducteurs.

Malgré la grande diversité des dépôts (principalement des dépôts pélitiques, voir tableau 35), notre système de classification et notre mode de représentation (cartes) permettent de dégager les grandes lignes de leur distribution, d'esquisser un schéma sédimentaire.

Les sables siliceux, les sables et graviers calcaires actuels et anciens de la bordure littorale, ceux des hauts-fonds sont séparés des sables anciens du large (rebord) par des « *vasières centrales* » ou plutôt par une « *bande de vases intermédiaires* » qui recouvre plus ou moins la plate-forme continentale. Les sédiments anciens du large (bancs calcaires, sédiments atypiques du golfe de Philippeville) sont limités, côté mer, par les boues argileuses de la pente continentale. Généralement, le passage de cette « bande de vases intermédiaires » aux sables et graviers côtiers ou profonds se fait par des sédiments de transition. On a mis en évidence, en Oranie, une stratification avec sables enfouis et boues en surface. Les vasières recouvraient donc les sables anciens qui actuellement n'émergent plus que d'une façon discontinue, près du rebord et au pied de hauts-fonds.

Ce schéma n'est pas nouveau, tant s'en faut. Il a été reconnu, selon J. Bourcart (1964), sur le plateau atlantique français et principalement dans le golfe de Gascogne avec la « *Grande vasière* », dans le golfe du Lyon par G. Pruvot, sur le plateau continental marocain atlantique (par J. Bourcart) dans le golfe du Bengale (La Fond, 1966)... Il s'applique aussi au plateau continental de la Nouvelle-Angleterre où les sables calcaires du large sont remplacés par de la « *pierraille glaciaire* ».

Sur le plateau continental algérien, cette répartition des sédiments montre des stades d'évolution divers. Non apparente dans la région kabyle sauf sur le plateau de Djidjelli, elle prend forme dans les golfes de Bône et d'Oran (et ses abords), elle est typique en baie de Castiglione et dans le golfe d'Arzew; dans le golfe de Nemours, cette répartition se trouve à un stade avancé, en voie de disparition par extension de la vasière et ennoiement total.

En définitive, il semble bien que dans ses grandes lignes, le schéma de répartition des sédiments sur le plateau continental mis en évidence ci-dessus soit aussi ubiquiste que le plateau lui-même. L'origine de cette distribution ubiquiste des sédiments est à rechercher dans les conditions de sédimentation sur le plateau continental, pendant le Quaternaire récent.

Toutefois, avant de se pencher sur ce problème et pour compléter l'étude des sédiments de la bordure algérienne du bassin algéro-baléares, nous allons décrire succinctement quelques sédiments de la pente continentale et des abords de la plaine abyssale.

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE IV

APERÇU DE LA NATURE ET DE LA RÉPARTITION DES SÉDIMENTS SUR LA PENTE CONTINENTALE ALGÉRIENNE ET AUX ABORDS DE LA PLAINE ABYSSALE

Dans le présent chapitre, nous nous proposons de compléter, dans la mesure du possible, notre étude de la partie superficielle des sédiments meubles qui recouvrent le précontinent algérien. Nous avons vu, dans le chapitre précédent, que la mosaïque de sédiments, véritable « manteau d'arlequin » du plateau continental est, en règle générale, brusquement interrompue au niveau du rebord continental, au début de la pente continentale (entre — 100 et — 200 mètres suivant les cas). Dès l'abord, les sédiments de la pente continentale semblent beaucoup plus homogènes.

Nous ne pourrons malheureusement donner sur la sédimentation dans cette zone plus profonde du précontinent, qu'un aperçu étroitement dépendant du petit nombre d'échantillons dont nous avons pu disposer : 13 grands dragages, 16 grands carottages (voir fig. 79). Ayant eu d'autre part, la possibilité d'effectuer ou d'étudier deux dragages des contreforts sous-marins du cap Palos, deux autres des parages du banc de l'« Emile Baudot » (Sud des Baléares), un carottage dans le petit bassin des Baléares (entre les îles Majorque et Ibiza), un grand carottage dans le bassin provençal, nous avons pensé qu'il serait peut-être utile de tenter une comparaison entre ces régions et la bordure algérienne afin de dégager une première vue d'ensemble, nécessairement schématique, sur la sédimentation au niveau des bordures du bassin algéro-baléares.

Enfin, en nous aidant surtout des travaux d'autres auteurs, par comparaison avec les données obtenues à partir de la carotte du bassin provençal, nous décrirons quelques caractères de la sédimentation dans la plaine abyssale de façon à pouvoir, en conclusion, considérer à certains égards, le bassin algéro-baléares dans son ensemble.

On trouvera dans ce chapitre, successivement, trois paragraphes principaux :

I — **Sédimentation sur la pente continentale algérienne et les abords de la plaine abyssale,** avec l'étude systématique des carottes prélevées sur la bordure constantinoise, sur la bordure algéroise jusqu'à Ténès et sur la bordure oranaise;

II — **Eléments de comparaison avec la sédimentation sur les bordures espagnole et baléares,** avec l'étude des prélèvements sur les pentes du cap Palos, du banc de l'« Emile Baudot » et dans le petit bassin des Baléares;

III — **Aperçu sur la sédimentation dans la plaine abyssale,** avec l'étude comparée entre nos prélèvements sur les abords, les travaux d'Erikssdn (1965), de J. Bourcart (1953 b) et la carotte C. I Géomed. I.

Notons en outre que si l'établissement d'une stratigraphie des dépôts récents sur le plateau continental est très difficile à cause de la quasi-impossibilité technique d'effectuer de grands carottages, dans les sédiments arénitiques, il n'en va pas de même sur la pente continentale. L'étude de la répartition verticale des sédiments dans les carottes de quelques mètres permet en effet d'aborder la stratigraphie des dépôts profonds récents.

Source : MNHN, Paris

A. SÉDIMENTATION SUR LA PENTE CONTINENTALE ALGÉRIENNE ET SUR LES ABORDS DE LA PLAINE ABYSSALE.

La marge continentale algérienne constitue la bordure méridionale du bassin algéro-baléares sur plus de 1 000 km. Etroite, abrupte, elle surplombe la plaine abyssale de ce bassin en forme de chenal à fond plat. On sait déjà, à la suite des travaux d'ERIKSSON (1965), de J. BOURCART (1956 b), J. BOURCART et L. GLANGEAUD (1956) que la sédimentation est surtout de nature détritique et que les dépôts y sont instables, susceptibles d'alimenter la plaine abyssale. Les sédiments de la bordure sous-marine algérienne joueraient ainsi un rôle important dans le remplissage du bassin algéro-balèares.

Dans les pages qui suivent, nous nous efforcerons entre autre, de placer notre étude des sédiments de la pente continentale dans ce contexte après avoir décrit la nature des prélèvements effectués sur les marges des trois grandes régions : le Constantinois, l'Algérois, l'Oranie.

I — LES SÉDIMENTS DE LA BORDURE SOUS-MARINE CONSTANTINOISE

1 — LES ABORDS DU MASSIF DE L'EDOUGH.

Deux carottes C.T. 11 et C.T. 12 (au droit du cap Axin).

a) LES SÉDIMENTS DE LA CAROTTE C.T. 11.

($\varphi = 37° 05' N$; $G = 7° 33' E$; profondeur = 610 m; longueur = 3,60 m). **Planche III.**

C'est une colonne de boues grises à gris-bleuté, compactes, dont il manque la partie supérieure d'une longueur évaluée à 20 cm environ. Ce tronçon a été fortement perturbé au moment du carottage. On a pu cependant constater qu'il était constitué d'une boue molle, de couleur plus claire, brunâtre.

De haut en bas de cette carotte se succèdent alternativement des boues argilo-siliceuses et argilo-calcaires avec intercalation vers 60 cm d'un niveau à boues calcaréo-argileuses correspondant à une brusque augmentation de la teneur en arénites (tableau n° 36).

Les constituants majeurs.

Le calcaire.

Pour une moyenne de 25, 8 %, les teneurs en calcaire les plus fréquentes dans les échantillons de cette carotte sont comprises entre 24 et 25 %. Le calcaire arénitique et aleuritique grossier : 10 % au

Source : MNHN, Paris

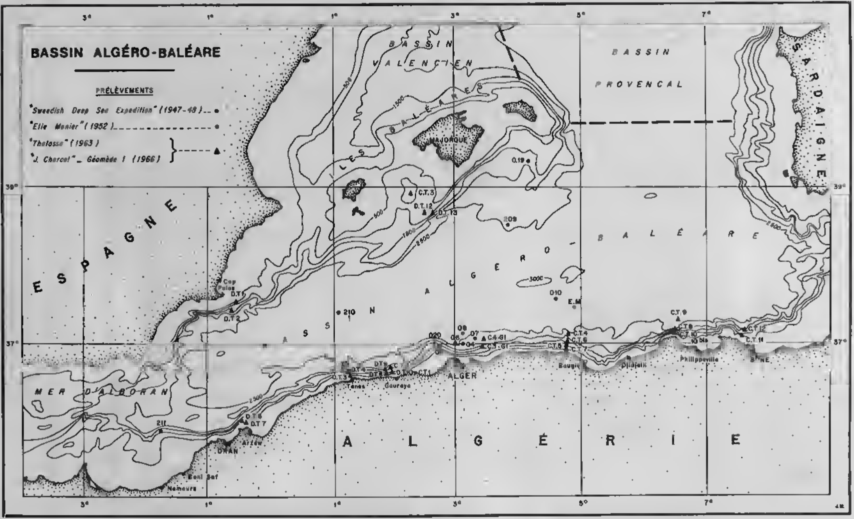


FIG. 79

Source : MNHN, Paris

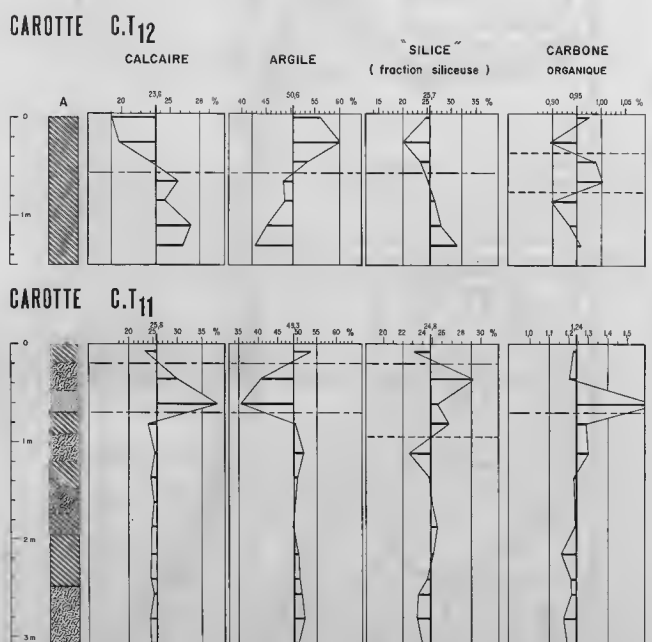
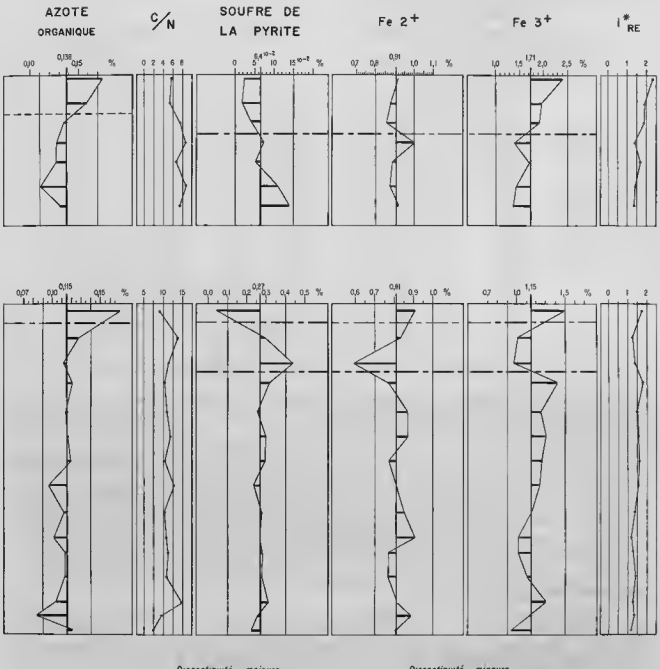


PLANCHE III

Composition des sédiments des carottes C. T. 11 et C. T. 12. (Les traits gras verticaux représentent les teneurs moyennes)

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

TABLEAU 36

Importance relative des trois phases granulométriques dans les sédiments de la carotte C. T. 11.

— pélites : ensemble des particules à $\varnothing \leqslant 2\,\mu$.
— aleurites : ensemble des particules à $2\,\mu < \varnothing < 100\,\mu$.
— arénites : ensemble des particules à $\varnothing \geqslant 100\,\mu$.

Niveaux	% Pélites	% Aleurites	% Arénites
Sommet			
1	64	35,2	0,8
2	54	42	4,0
3	49,6	46,4	4,0
4	63,2	36,1	0,8
5	67,5	32	0,7
6	63,9	35,6	0,5
7	63,5	36	0,3
8	63,7	35,7	0,5
9	63,9	35,2	0,7
10	64,3	35	0,7
11	64,6	34,9	0,6
12	66,4	32,9	0,6
13	65,3	34	0,7
14	64,6	34,6	0,7
15	65,6	33,8	0,6
Base			

total (tableau 37) se compose de Foraminifères benthiques avec quelques grosses formes comme *Pyrgo depressa* et *P. bulloïdes*, *Epistoma elegans*, *Robulus rotulatus*. Les Foraminifères pélagiques sont rares et ne se trouvent, le plus souvent, qu'à l'état juvénile.

Les niveaux 2 et 3 de cette carotte se singularisent par une brusque augmentation de la teneur en calcaire arénitique : 18 et 30 % (tableau 37) qui correspond à la présence dans le sédiment de nombreux débris de Bryozoaires, de coquilles et d'Algues, mêlés à de grosses Milioles.

Le sablon calcaire bioclastique qui apparaît dans la fraction aleuritique grossière se retrouve aussi dans la plus fine. Les Coccolithes y sont relativement rares ou peu abondants. Le fractionnement des débris calcaires est parfois tel qu'on ne distingue plus au microscope électronique que des grains. Ce calcaire « *microgranulaire* » doit encore se résoudre en particules plus petites dans la fraction pélitique de l'échantillon, où se trouve concentré plus de la moitié du $CaCO_3$ total (jusqu'à 62 %).

La fraction siliceuse.

C'est un sablon très fin à quartz dominant et débris de roches. Il forme l'essentiel de la fraction aleuritique du sédiment. Dans les niveaux 2 et 3, il s'enrichit en silice biogène : de nombreux spicules d'Eponges. Outre le quartz en éclats et en grains parmi lesquels on reconnaît çà et là un fragment de cristal automorphe à face dépolie, on trouve encore quelques minéraux de 100 µ environ comme le diopside et la biotite. Au bas de la carotte, du gypse détritique a aussi été observé.

Les argiles.

Ce sont les principaux constituants de ces dépôts : 50 % du sédiment total en moyenne (54 % au maximum). Deux espèces seulement ont été décelées : l'illite (70 %) et la kaolinite (30 %). L'illite est « *ouverte* » ce qui laisse supposer une faible cristallinité ou la présence d'interstratifiés.

Source : MNHN, Paris

TABLEAU 37

Répartition granulométrique du calcaire dans les sédiments de la carotte C. T. 11.

— le calcaire aleuritique fin est contenu par la fraction dont les particules sont telles que $2\,\mu < \varnothing < 25\,\mu$;
— le calcaire aleuritique grossier et arénitique est tel que $\varnothing \geqslant 25\,\mu$.

Niveaux	% Calcaire pélitique	% Calcaire aleuritique fin	% Calcaire arénitique et aleuritique grossier
Sommet			
1	44,8	41,6	13,5
2	44,1	37,9	18
3	35,4	33,8	30,7
4	56,5	34,7	8,7
5	61,8	28,7	8,7
6	54,1	34,3	11,6
7	53,9	34,5	11,5
8	57,6	32,9	9,4
9	55,8	32,8	11,4
10	54,5	36,6	8,8
11	52,9	37,1	9,9
12	59,0	31,5	9,5
13	57,3	34,0	8,6
14	56,8	33,2	10,0
15	56,4	33,8	9,7
Base			

Les constituants mineurs.

La matière organique.

C'est dans cette carotte que se trouvent les plus fortes teneurs en carbone organique : 1,24 % en moyenne (exceptionnellement 1,66 % dans le niveau 3). Par contre, à l'exception du sommet, l'azote — 0,115 % en moyenne — est, toute proportion gardée, relativement moins abondant. Il s'ensuit un rapport C/N élevé, supérieur à 10 (15 au maximum) sauf au sommet et à la base de la carotte. Ce fait est en relation étroite avec l'abondance de débris végétaux observés dans les sédiments. La décroissance de la quantité de matière organique totale de haut en bas apparaît plus nettement dans les variations des teneurs en azote. Ce phénomène est perturbé dans le niveau 3 par une accumulation de débris végétaux qui provoque une brusque augmentation de la teneur en carbone organique.

Les sulfures.

Les monosulfures n'ont pas été dosés car il n'a pas été possible d'assurer une conservation correcte du sédiment. C'est aussi ce qui explique que les teneurs en eau ne figurent pas davantage sur la planche III. La pyrite est très abondante; exprimée en soufre, elle représente en effet 0,27 % en moyenne du sédiment sec et atteint même, dans le niveau 3, 0,43 %. Elle est visible par les moyens d'observation ordinaire dans les fractions arénitiques et aleuritiques où elle se présente sous forme d'amas de glomérules, de granules, en remplissage de Foraminifères benthiques et de formes juvéniles pélagiques récentes qui témoignent de son authigenèse. Il est à noter qu'au sommet de la carotte, elle n'existe qu'à l'état de traces pratiquement négligeables et n'apparaît en quantité notable qu'au-dessous des 20 premiers centimètres.

Source : MNHN, Paris

Le fer soluble.

Le fer mis en solution est relativement peu abondant au total. Cependant, le fer réduit tend à devenir égal au fer oxydé, vers le bas de la carotte; l'indice *« rédox »* est de ce fait voisin de 1, valeur qui, en règle générale, caractérise les milieux réducteurs, générateurs de sulfures. C'est précisément le cas ici.

Dans l'alternance des boues argilo-siliceuses et argilo-calcaires due à des variations relativement faibles dans les apports en argiles et en sablons siliceux, les boues calcaréo-argileuses du niveau 3 constituent une anomalie se faisant sentir dans toutes les analyses. L'apparition de débris de Bryozoaires, d'Algues en position bathymétrique tout à fait anormale, la présence d'une accumulation de débris végétaux, supposent un apport de sédiments remaniés en provenance des régions plus élevées de la pente continentale. On retrouve en effet de tels débris, y compris des spicules d'Eponges, sur le rebord continental et le début de la pente (ex. : n° 430, feuille de Bône).

Une deuxième anomalie moins nette apparaît aussi entre le prélèvement 1 et 2, au sommet de la carotte. Elle serait certainement plus évidente s'il n'y avait pas eu perte de la partie supérieure du sommet.

b) Les sédiments de la carotte C.T. 12.

($\varphi = 37°\ 08'\ 5$ N; $G = 7°\ 35'\ 0$ E; profondeur = 1 320 m; longueur = 1,50 m). **Planche III.**
(Au droit du Cap Axin, pratiquement sur le même méridien que la carotte précédente).

Cette carotte est formée par une boue grise, brunâtre au sommet, qui devient gris-bleuté vers la base. C'est un sédiment homogène, argilo-siliceux, compact à partir de 60 cm environ. Il est plus fin dans la partie supérieure de la carotte et contient moins de particules arénitiques et aleuritiques (tableau 38). Corrélativement la teneur en pélites atteint 70 %.

Tableau 38

Importance relative des trois phases granulométriques dans les sédiments de la carotte C. T. 12.

Niveaux	% Pélites	% Aleurites	% Arénites
Sommet			
1	67,3	32,1	0,6
2	70,4	29,5	0,1
3	65,7	33,1	1,2
4	63,1	35,3	1,4
5	65,8	34,6	0,6
6	55,5	41,5	2,9
7	54,2	42,2	3,6
Base			

Les **constituants majeurs** sont de même nature que dans la carotte C.T. 11, cependant, le calcaire arénitique n'est plus constitué de débris d'Algues et de Bryozoaires, mais de débris de Ptéropodes qui forment au niveau 7, un véritable lit (tableau 39).

Par ailleurs, l'analyse montre qu'au sommet de la carotte, l'**association illite-kaolinite** s'enrichit en chlorite dans les proportions suivantes :
illite : 60 %, chlorite : 30 %, kaolinite : 10 %.

Source : MNHN, Paris

TABLEAU 39

Répartition granulométrique du calcaire dans les sédiments de la carotte C. T. 12.

Niveaux	% Calcaire pélitique	% Calcaire aleuritique fin	% Calcaire aleuritique grossier et arénitique
Sommet			
1	59,5	40,4	–
2	51,3	41,7	6,9
3	53,8	28,9	12,2
4	56,7	30,9	12,4
5	65,3	33,7	0,9
6	39,4	36,1	24,4
7	43,7	39,7	16,5
Base			

L'évolution verticale des teneurs relatives propres aux constituants majeurs est remarquable ; du sommet vers la base :

— le calcaire croît de 19 à 27 % ;
— l'argile décroît de 60 à 43 % ;
— la fraction siliceuse croît de 20 à 31 %.

De cette évolution régulière, on ne voit apparaître au sommet de la carotte C.T. 11 que ce qui correspond à la partie inférieure de C.T. 12.

En ce qui concerne les **constituants mineurs,** les teneurs en carbone organique sont plus faibles dans cette deuxième carotte où par contre la quantité d'azote est plus élevée, ce qui a pour effet d'abaisser considérablement le rapport C/N compris entre 5 et 9. Corrélativement, on ne retrouve pas de débris végétaux en quantité notable. D'autre part, si les fluctuations des teneurs en carbone semblent désordonnées, il n'en va pas de même pour l'azote qui décroît régulièrement du sommet vers la base : de 0,175 % à 0,110 % tandis que C/N croît.

Dans le même ordre d'idées on constate que le soufre de la pyrite à l'état de traces au sommet de la carotte, dépasse 0,15 % du sédiment total à la base pour une moyenne de 0,064 %. Simultanément, le fer oxydé et l'*indice rédox* suivent une évolution inverse.

En conclusion, deux faits principaux ressortent de l'étude de ces deux carottes :

1. Sur le plan de la pétrographie sédimentaire, la partie superficielle des dépôts au large du cap Axin est essentiellement constituée d'une boue argileuse à illite et quartz. Des fluctuations mineures ou des intercalations de matériaux probablement remaniés font apparaître, localement, des sédiments un peu différents : boues argilo-calcaires et calcaréo-argileuses. A proximité de C.T. 11, un carottage très court a même montré la présence en surface de boues silico-argileuses de même type que sur le rebord continental. Malgré ces variations, le sédiment demeure dans l'ensemble une boue à illite et quartz.

2. Le sommet des carottes est marqué par un changement dans l'importance relative des constituants majeurs qui n'introduit apparemment pas de variation de faciès et que notre mode de classification ne fait pas apparaître car ce phénomène est discret. Cependant, il est parfaitement perceptible dans les *variations progressives et ordonnées des teneurs en calcaire, argile* et « *silice* ». Ce changement s'accompagne, semble-t-il, d'une modification de la couleur du sédiment (peu nette ici), et de ses propriétés géochimiques : *variations de la teneur en matière organique* et particulièrement en *azote, apparition de pyrite,* etc. Y a-t-il corrélation entre les deux cas ? Est-ce, comme le suggère le premier cas, le résultat d'une modification de la sédimentation et ses conditions ? Avant d'interpréter, nous poursuivrons d'abord l'étude de ce phénomène, en lui-même, dans les autres carottes.

Source : MNHN, Paris

2 — LE FRONTON DU MASSIF DE COLLO.

4 carottages : C. T. 8, C. T. 9, C. T. 10, C. T. 10 bis.

a) Le carottage C.T. 10.

($\varphi = 37° 08' N$; $G = 6° 28' 6 E$; profondeur = 800 m).

Ce carottage a été effectué à deux reprises pratiquement au même endroit. La première fois, l'appareil a subi de gros dégâts et n'a collecté que quelques débris de roches à cassures fraîches. La deuxième fois, l'engin utilisé a de nouveau été détérioré mais a ramené sous 40 cm de boues noires, une importante quantité de débris de roches.

b) Le carottage C.T. 10 bis.

($\varphi = 37° 08' 55 N$; $G = 6° 28' 6 E$; profondeur = 1 240 m).

Cette troisième opération réalisée à quelques centaines de mètre du point précédent, sur le même méridien, a occasionné à nouveau, de sérieux dommages au matériel de prélèvement (bris du nez en acier spécial, flambage du tube carottier). Il n'est resté dans l'engin que quelques centimètres d'un cailloutis sous 5 cm de boue noire.

Les roches.

Les fragments de roches, très certainement obtenus par bris de la roche mère à l'affleurement, sont très altérés et de couleur verdâtre. Ils montrent, en lame mince, une structure microlitique à microgrenue, à grands cristaux de quartz automorphes, corrodés, et grands cristaux de feldspaths altérés. On remarque aussi des plages de pennine et de micropegmatite.

Sans plus entrer dans le détail, nous rattachons ces débris à des roches mères microgrenues, acides comme par exemple, les *microgranites montzonitiques* ou les *microgranodiorites* de la partie émergée du massif de Collo (Roubault, 1934).

Les boues.

Elles sont formées par un mélange d'argile, de sablons, de débris de bois, de roches, de calcaires organogènes : **Bryozoaires, Foraminifères** (ex. : *Hyalinea baltica*). Le sablon est noir, quartzeux à débris de roches abondants. Dans C. T. 10 on remarque comme dans C.T. 11 la présence de grosses Milioles : *Pyrgo, Quinqueloculina,* de Ptéropodes et de minéraux comme la biotite plus ou moins séricitisée, d'abondants fragments de feldspaths serpentinisés et des amas de micro-nodules de pyrite.

A l'analyse, ce sédiment se révèle être une boue silico-argileuse contenant en moyenne de 18 à 20 % de calcaire, de 35 à 36 % d'argiles et entre 40 et 43 % de sablons siliceux. Cette boue contient 1 % en moyenne de carbone organique pour 0,160 % d'azote (C/N = 6 à 7), et 0,050 % de soufre de pyrite.

Il est évident que dans une telle région l'importance relative des trois constituants majeurs doit varier fréquemment et il faut s'attendre à rencontrer différents types de sédiments comme des boues argilo-siliceuses, des vases silico-argileuses. La sédimentation détritique à quartz et débris de roches nous a semblé prédominante, c'est pourquoi sur la feuille de la baie de Djidjelli, on a attribué, à titre d'interprétation, le recouvrement sédimentaire des abords sous-marins du massif de Collo, à des boues silico-argileuses.

Source : MNHN, Paris

Si l'on en juge d'après ces trois carottages effectués en deux points différents, il apparaît que la partie la moins profonde des flancs du massif de Collo (du rebord continental jusqu'à 1 200 m, au moins) est très probablement dénudée et que les roches du massif affleurent ou sont juste recouvertes çà et là par des placages pelliculaires de boues noires. Rappelons qu'au cours de l'étude de la corniche du massif (chapitre précédent, région kabyle), on a fait remarquer que le substratum rocheux affleurait sans doute au niveau du rebord (arrachage d'Algues calcaires encroûtantes et de Corail rouge).

c) Les sédiments de la carotte C.T. 8.

($\varphi = 37° 10' 5$ N; $G = 6° 28' 9$ E; profondeur = 2 100 m; longueur = 2,20 m).

Planche IV.

C'est une boue argilo-siliceuse, de couleur grise à noire, très fine sauf à la base où une fraction arénitique non négligeable apparaît (tableau 40).

Tableau 40

Importance relative des trois phases granulométriques dans les boues de la carotte C. T. 8.

Niveaux	% Calcaire pélitique	% Calcaire aleuritique fin	% Calcaire arénitique et aleuritique grossier
Sommet			
1	33,9	61,4	4,6
2	38,3	50,3	11,4
3	35,3	55	9,7
4	36,3	52,7	10,9
5	37,5	62,5	0,0
6	37,2	56,5	6,3
7	34,7	47	18,3
8	29,7	50,5	19,7
Base			

Tableau 41

Répartition granulométrique du calcaire dans les sédiments de la carotte C. T. 8.

Niveaux	% Pélites	% Aleurites	% Arénites
Sommet			
1	57,2	42,7	0,0
2	54,3	45,2	0,4
3	56,5	43	0,3
4	57,4	42,4	0,1
5	61,1	38,7	0,1
6	56,3	43,3	0,8
7	49,8	48,5	1,6
8	47,6	50,1	2,2
Base			

Source : MNHN, Paris

Les constituants majeurs.

Le **calcaire** ne représente en moyenne que 20 % du sédiment. Il se situe pour plus de la moitié dans la fraction aleuritique fine sous forme de petits débris, de grains et de Coccolithes dans l'ensemble peu abondants (5 à 10 %). Dans les deux derniers niveaux, à la base de la carotte, 20 % environ du calcaire sont constitués par des débris de **Bryozoaires** (Rétéporidés), de coquilles et de débris de coquilles de Lamellibranches, Brachiopodes, Ptéropodes. Partout ailleurs, sauf au niveau 5, le calcaire arénitique et aleuritique grossier se compose principalement de Foraminifères pélagiques : *Globigeriniadæ*, *Globorotaliidæ* et de petites formes benthiques.

La **fraction siliceuse** est un sablon noir à quartz, biotite, débris de roches et spicules d'Eponges, qui contient des grains de pyrite formant parfois avec le sablon des agglomérats pyriteux. En première analyse, les minéraux accessoires des roches les plus fréquents semblent être le zircon et le rutile.

Les **argiles** forment l'essentiel du sédiment : 48 % en moyenne, 53 % environ au maximum. Trois analyses diffractométriques ont donné les résultats suivants :

	% Illite	% Kaolinite	% Chlorite
– au sommet (niveau 1)	80	20	-
– au milieu (niveau 4)	70	30	-
– à la base (niveau 8)	60	20 ?	20 ?

L'association illite-kaolinite reste donc prépondérante. Dans la mesure où on attribue une certaine précision à ces chiffres issus d'une estimation quantitative. On peut ajouter que la quantité d'illite (ouverte) est plus importante au sommet tandis qu'à la base la présence de chlorite est probable.

Les constituants mineurs.

Ces sédiments contiennent une quantité de **matières organiques** moindre qu'au large de l'Edough : 0,97 % de carbone en moyenne, pour 0,150 % d'azote; C/N est à deux exceptions près égal à 6.

Les teneurs en **pyrite** (0,053 % en moyenne) sont notablement plus faibles que dans C.T. 11, par contre les quantités de fer oxydé extrait sont plus importantes. La pyrite se présente dans cette carotte sous forme d'amas coalescents ayant englobé ou fixé des grains de quartz ou des Foraminifères, sous forme de micro-granules, en épigénies de débris végétaux ou en remplissage de Foraminifères comme *Globorotalia inflata*. Ce minéral est ici, à coup sûr, authigène.

Biostratigraphie (Fig. 80).

Conformément à une méthode dont les principes ont été exposés sommairement dans le chapitre I, nous avons étudié les variations des populations d'espèces de Foraminifères planctoniques, variations traduisant l'adaptation de la biocénose aux conditions de milieu. Cette étude n'a pu être entreprise sur les carottes C. T. 11 et 12, les Foraminifères témoins étant totalement absents ou en trop petit nombre.

Dans la carotte C.T. 8 apparaît nettement une modification dans la distribution verticale des principales espèces de Foraminifères planctoniques.

Du sommet vers la base, on constate que l'association à *Globorotalia inflata* (fig. 98, lire *Globorotalia inflata* et non *Globigerina*) et *Globigerinoïdes ruber* (blanc) s'enrichit progressivement en *Globigerinoïdes ruber* (rose), *Globorotalia truncatulinoïdes*, *Globigerinella aequilateralis* et *Globigerinoïdes sacculifer*, puis fait place assez brusquement entre 1,40 et 1,80 m à *Globigerina pachyderma*, *Globorotalia scitula* qui apparaissent et *Globigerinoïdes ruber* (blanc) qui se développe considérablement. Les autres espèces citées disparaissent.

Source : MNHN, Paris

Si l'on exprime le nombre d'espèces dite « *chaudes* » : *Globigerinoïdes ruber* (rose), *Globigerinella aequilateralis*, *Globigerinoïdes sacculifer* et *Globorotalia truncatulinoïdes* en pourcentage par rapport aux espèces « *froides* » : *Globigerina pachyderma*, *Globorotalia scitula*, on obtient une courbe « *climatique* » dont l'infléchissement marque le passage d'une période d'eaux tempérées chaudes, sub-tropicales, à une période pendant laquelle les eaux ont été plus froides : tempérées, tempérées-froides. Ce passage se traduit aussi par une brusque et importante diminution du nombre de *Globorotalia inflata*, espèce d'eaux tempérées à tempérées chaudes. Il s'agit là d'une interprétation fondée sur des travaux récents (chapitre I) laquelle, à partir de modifications d'ordre biocénotique, fait état de variations hydrologiques et à certains égards « *climatiques* ».

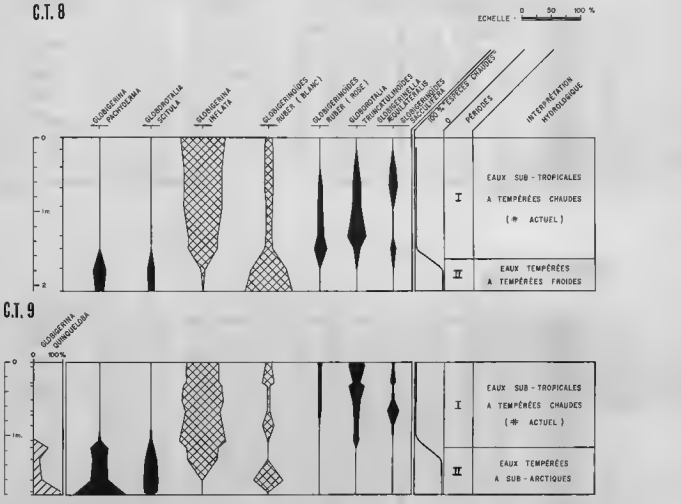
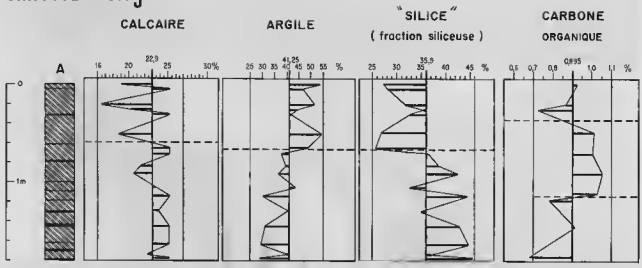


FIG. 80. — Distribution de quelques espèces de Foraminifères planctoniques. Interprétation hydrologique et « *climatique* ».

En conclusion, on peut dire que les sédiments de la carotte C.T. 8 se sont déposés au cours de deux périodes pendant lesquelles les propriétés physiques (et très probablement chimiques) des eaux, milieu de sédimentation, se sont modifiées.

Or, il se trouve que le passage des périodes I à II défini ci-dessus s'accompagne d'une variation nette dans les proportions relatives des constituants principaux du sédiment. En effet, de haut en bas, les teneurs en calcaire, sablon siliceux, pyrite et fer réduit, augmentent; par contre les quantités d'argiles, de carbone organique et d'azote, de fer oxydé, diminuent. En outre, les niveaux à débris de Bryozoaires, de Lamellibranches, se situent dans la période froide. Ces variations sont dans le même sens et sont de même ordre que celles déjà observées dans les carottes C.T. 11 et 12. Dans le cas présent, elles semblent coïncider avec une modification « *climatique* ». Est-ce uniquement une simple coïncidence ?

Source : MNHN, Paris



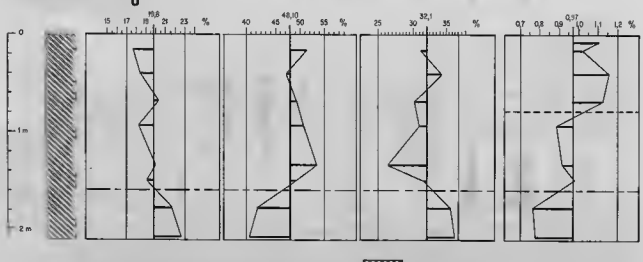
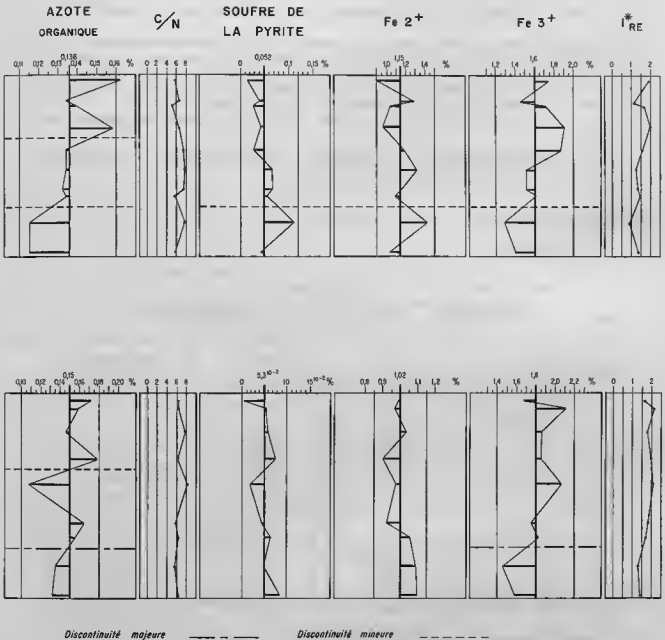


PLANCHE IV

Composition des sédiments des carottes C. T. 8 et C. T. 9. (Les traits gras verticaux représentent les teneurs moyennes).

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

d) Les sédiments de la carotte C.T. 9.

($\varphi = 37° 17' 2$ N; $G = 6° 29' 9$ E; profondeur = 2 630 m; longueur = 2 m). **Planche IV.**

Cette carotte a été prélevée au niveau des abords de la grande plaine abyssale dominée par les pentes abruptes du massif de Collo. Le sédiment est une boue argilo-siliceuse grise à noire dans laquelle sont interstratifiées 12 « ***passées sablonneuses*** » d'épaisseur très inégale. Ces intercalations de sables profonds perturbent considérablement les boues fines et rendent l'étude sélective des différents niveaux de la carotte assez difficile. En bref, les sédiments de cette carotte sont de deux sortes :

— les boues noires argilo-siliceuses dont la sédimentation en cet endroit est *a priori* normale : « *typique* »,

— les « ***passées sablonneuses*** » dont la présence peut sembler à première vue, anormale et qui, de ce fait, sont encore appelées des dépôts « *atypiques* ».

Les boues argilo-siliceuses ou dépôt « *typique* ».

C'est un sédiment très fin dans lequel la fraction arénitique est fréquemment négligeable (tabl. 42).

Tableau 42

Quelques exemples de l'importance relative des trois phases granulométriques dans les boues et les passées sablonneuses de la carotte C. T. 9.

Niveaux	% Pélites	% Aleurites	% Arénites
Sommet			
Les boues			
2	55,2	44	0,7
5	49,8	49,3	0,7
16	48,4	51,2	0,4
17	34,3	65,5	0,1
les "passées" sablonneuses"			
7	45,6	51,8	2,5
12	38,9	59,2	1,8
14	39,5	52,6	8,1
15	36,4	49,6	14,3
Base			

Le principal constituant : **l'argile**, représente, à la partie supérieure de la carotte, jusqu'à 55 % du sédiment total. Les seules espèces minérales décelées par l'analyse diffractométrique de 5 échantillons répartis du haut en bas de la colonne de sédiments sont : **l'illite** « ***ouverte*** » (70 %) et la **kaolinite** (30 %). On ne retrouve apparemment aucune trace de chlorite.

Vient ensuite la **fraction siliceuse du sédiment** : sablon noir, très fin, quartzo-micacé, à débris de roches et quelques minéraux ubiquistes comme le zircon et la tourmaline, etc. Dans ces dépôts typiques, la fraction siliceuse ne dépasse pas 30 % du sédiment total au sommet de la carotte et 37 % à la base.

Source : MNHN, Paris

Enfin, le calcaire dont la teneur maximum est de 25 % se présente, pour l'essentiel, sous forme microgranulaire et en petits débris non identifiables. La quantité de Foraminifères est extrêmement variable suivant les niveaux : de quelques dizaines d'individus par gramme de sédiment à plusieurs centaines, voire des milliers. On ne rencontre pas les mêmes espèces du sommet à la base de la carotte. Les espèces dominantes dans plus de la moitié supérieure de la colonne de sédiment sont : *Globorotalia inflata*, *Orbulina universa*, *Globigerina bulloïdes*... Les Coccolithes sont rares ou peu abondants.

Les teneurs en carbone organique et azote sont inférieures à celles de la carotte C.T. 8 et très fluctuantes. La pyrite n'apparaît en quantité notable (0,1 %) que dans la partie inférieure de la carotte.

Les intercalations sablonneuses ou « *dépôts atypiques* » ou « *sables profonds* ».

Au nombre de 12, leur importance est très variable. Ces passées sablonneuses (celles qui ont été décelées) ont une épaisseur comprise entre 2 mm et 40 mm. Au total, elles constituent environ 30 cm de la carotte, c'est-à-dire 15 à 20 %. Leur structure, observée en lame mince, n'est pas simple. Les passées de plusieurs centimètres sont généralement feuilletées (ex. : planche XIX, fig. 1). Les feuillets sont déterminés par de fins niveaux beaucoup plus argileux. Dans un lit sablonneux, on peut ainsi distinguer parfois jusqu'à 10 feuillets. Ce n'est bien entendu pas une règle. La base de chaque séquence sablonneuse est séparée des dépôts « *typiques* » par une surface nette. Sur cette surface reposent :

— de gros Foraminifères benthiques comme *Pyrgo*, *Quinqueloculina*;

— des Foraminifères planctoniques à test très souvent brisé : *Orbulina universa*, *Globorotalia inflata*, des Foraminifères benthiques : *Bolivina*, *Bulimina*, *Gyroïdina*;

— des fragments de tests d'Oursins, de coquilles de Ptéropodes dont les valves sont indifféremment posées sur leur face convexe ou concave;

— une grande quantité de débris végétaux;

— de gros grains de quartz (200 µ) et des lamelles de micas posées à plat, des débris de roches et des minéraux comme le zircon, le rutile, la tourmaline, des feldspaths, etc...;

— de très nombreux spicules d'Eponges;

— des grains et des amas de pyrite.

Le tout est noyé dans une « *pâte* » argileuse à petits grains de quartz.

Il est bien évident que cette composition est très variable. On ne trouve que rarement tous les éléments cités ci-dessus dans le même niveau. Il est au contraire fréquent d'observer de véritables concentrations de quelques-uns d'entre eux : des coquilles de Ptéropodes, des Foraminifères planctoniques comme dans le niveau 7, des Foraminifères benthiques associés à des fibres végétales, des spicules d'Eponges et des minéraux.

Au-dessus de cette couche basale, les éléments les plus grossiers se font de plus en plus rares alors que la quantité de petits quartz et d'argile augmente. L'ensemble passe progressivement à une boue argilo-siliceuse typique.

En définitive, les passées sablonneuses ne sont jamais constituées par un sablon siliceux pur. Non seulement elles contiennent du calcaire biogène mais aussi une certaine quantité d'argile qui augmente progressivement de bas en haut.

Les trois grands groupes de particules : arénites, aleurites, pélites, sont constamment représentés à tous les niveaux, mais leurs proportions varient fortement.

La diminution progressive des grains à fort diamètre correspond, comme le montre le schéma de la figure 81, à l'évolution du Mode des courbes de distribution granulométrique. La population dominante est formée, de bas en haut, de particules de plus en plus fines. C'est à ce phénomène d'évolution granulométrique progressive et verticale qu'on a donné le nom de « *grano-classement* ».

La présence par plus de 2 600 m de fond, de concentrations de Foraminifères benthiques : *Bolivina*, *Bulimina*, de fibres végétales, de minéraux, etc... déplacés de leur lieu de dépôt normal (le plateau continental), prouve, à notre avis, « l'atypisme » de ces sédiments. Ces dépôts n'ont évidemment pas la même origine que ceux dans lesquels ils sont intercalés.

Source : MNHN, Paris

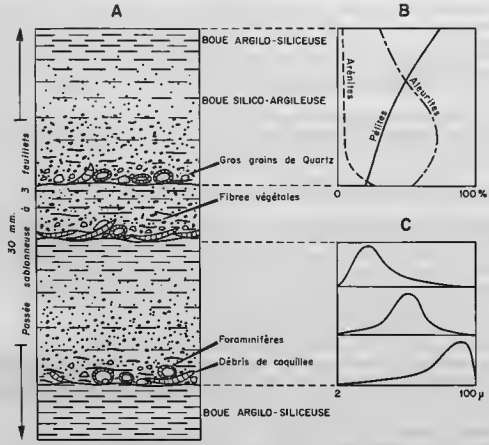


FIG. 81. — Représentation schématique d'une passée sablonneuse. Schémas de principe des variations granulométriques qui la caractérisent.

Biostratigraphie (fig. 80).

L'analyse n'a porté que sur les dépôts « typiques ». De même que dans C. T. 8, on a constaté qu'à environ 1 mètre du sommet de la carotte les espèces « *chaudes* » de Foraminifères disparaissent et sont remplacées par des espèces « *froides* » tandis qu'apparaissent en grand nombre (80 à 90 % de la population totale de Foraminifères vers la base) les *Globigerina quinqueloba*.

On est donc fondé de nouveau à diviser la durée de formation des dépôts carottés en deux périodes :

— la période I pendant laquelle le milieu de dépôt possède des propriétés peu différentes des eaux de la Méditerranée actuelle;

— la période II, au cours de laquelle les eaux furent nettement différentes, en particulier plus froides.

Un regard à la planche IV et à la figure 80 montre que, une fois de plus, malgré la perturbation due aux dépôts « atypiques », il semble y avoir coïncidence entre des variations dans la composition du sédiment et les « *zones climatiques* » I et II. La même observation effectuée à propos de C. T. 8 semble donc se confirmer. Notons en outre que dans la zone dite « *chaude* », la fréquence et l'épaisseur des passées sablonneuses diminuent nettement (3 à 4 au maximum sur 12).

Source : MNHN, Paris

3 — LES CONTREFORTS SOUS-MARINS DE LA GRANDE KABYLIE (au large de Tighzirt).

4 carottages : C. T. 7, C. T. 5, C. T. 6, C. T. 4.

a) Les sédiments de la carotte C.T. 7.

($\varphi = 36° 56' 1$ N; $G = 4° 45' 7$ E; profondeur = 600 m; longueur = 3,30 m). **Planche V.**

Composition.

C'est une boue grise à noire, argilo-siliceuse, avec intercalation d'un niveau silico-argileux. Les boues du sommet de la carotte sont nettement plus fines que les autres, elles contiennent très peu d'arénites; par contre les pélites forment près de 60 % du sédiment (tableau 43).

Tableau 43

Importance relative des trois phases granulométriques dans les sédiments de la carotte C. T. 7.

Niveaux	% Pélites	% Aleurites	% Arénites
Sommet			
1	59,3	40,3	0,4
2	56,3	43,5	0,4
3	55,1	44,6	0,3
4	54,5	44,8	0,6
5	57,2	42,4	1,4
6	53,7	45,7	1,5
7	44,8	52,4	2,7
8	46,4	50	3,6
9	46,8	50,4	2,7
10	50,8	46,1	3,1
11	49,5	47,6	2,8
12	49,9	47,8	2,3
13	48	50,2	1,7
Base			

Avec 15 % en moyenne, les teneurs en calcaire sont particulièrement faibles, d'autant plus qu'au sommet elles ne dépassent pas 10 %. Notons d'ailleurs la brusque diminution du $Ca\,CO_3$ entre 1,30 m et 1,40 m, de 19 % à 11 %. Dans cette partie supérieure de la carotte le calcaire arénitique ne forme qu'une part peu importante du $Ca\,CO_3$ total : 1 à 7 %. Il se compose de Foraminifères pélagiques et benthiques habituels avec un grand nombre de *Hyalinea baltica*. Dans l'autre moitié inférieure de cette carotte, 15 à 20 % du $Ca\,CO_3$ total se composent de coquilles et de débris de coquilles de Ptéropodes, de Foraminifères planctoniques « *froids* » et benthiques comme *Hyalinea baltica*, de gros *Pyrgo* et *Quinqueloculina* qui réapparaissent. Le reste du calcaire est constitué par des débris fins, des Coccolithes, et des éléments pélitiques (de 40 à 50 %).

La fraction siliceuse du sédiment est ici particulièrement abondante, près de 40 % en moyenne. Elle est même dominante dans la partie médiane de la carotte (boues silico-argileuse). C'est un sablon

Source : MNHN, Paris

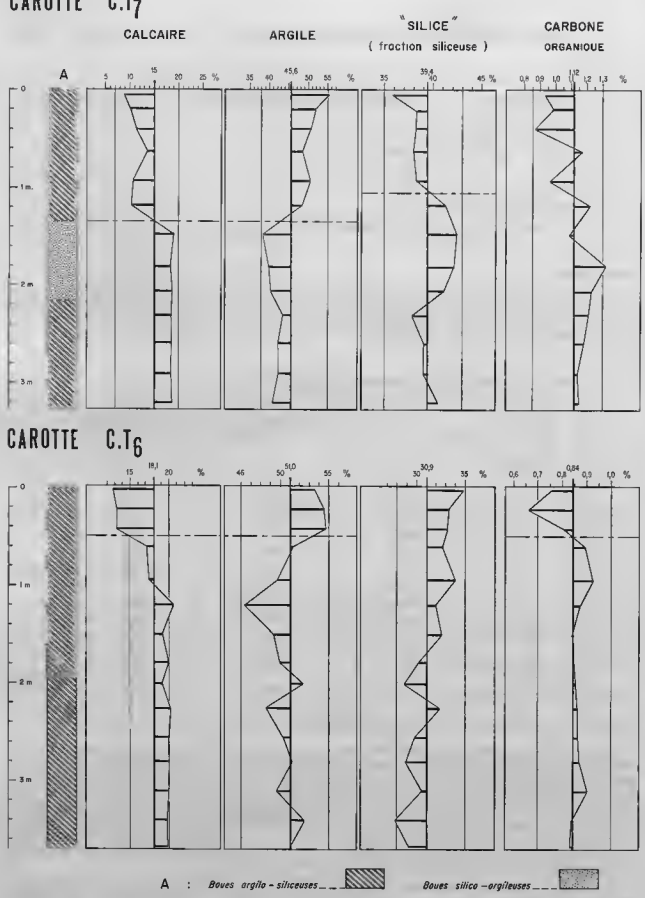
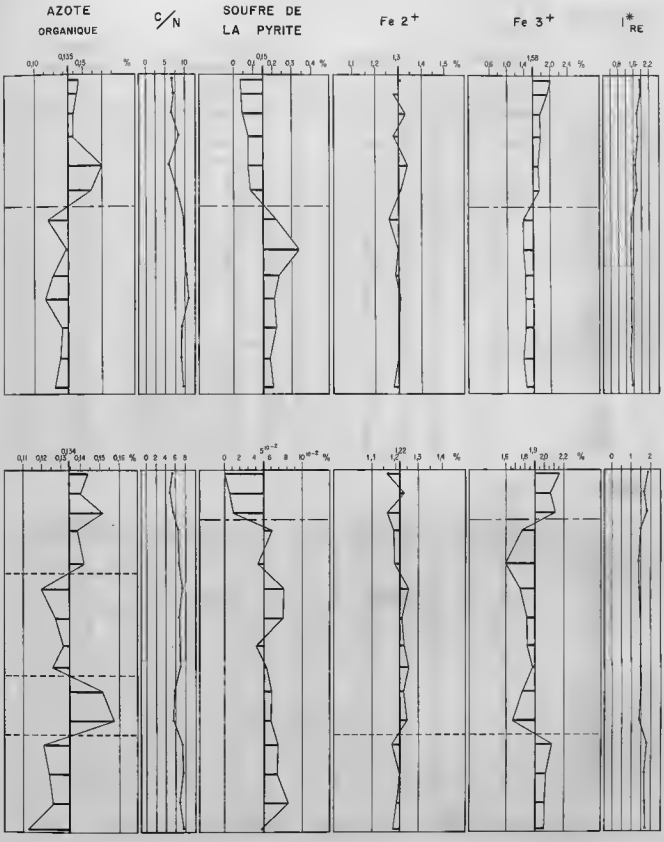


PLANCHE V

Composition des sédiments des carottes C. T. 6 et C. T. 7. (Les traits verticaux gras représentent les teneurs moyennes).

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

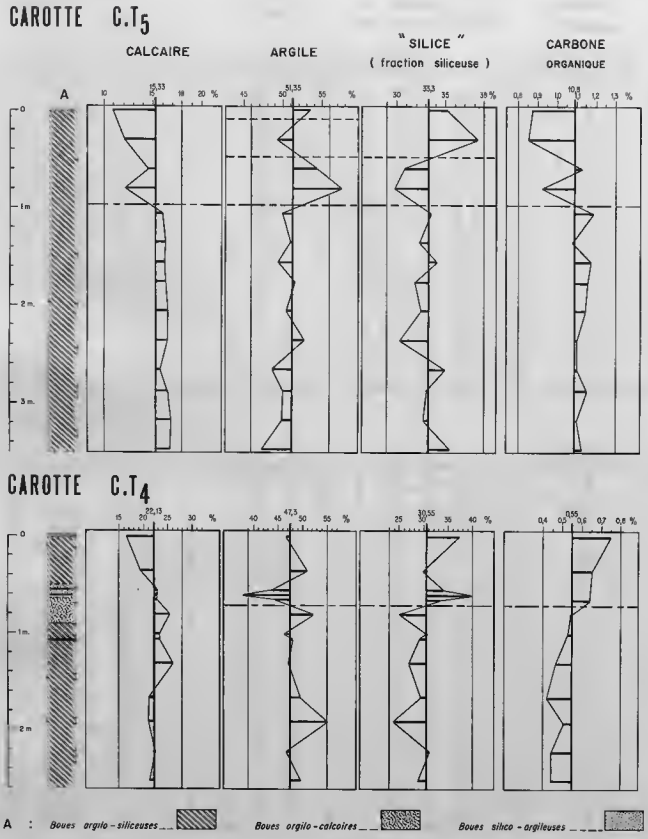
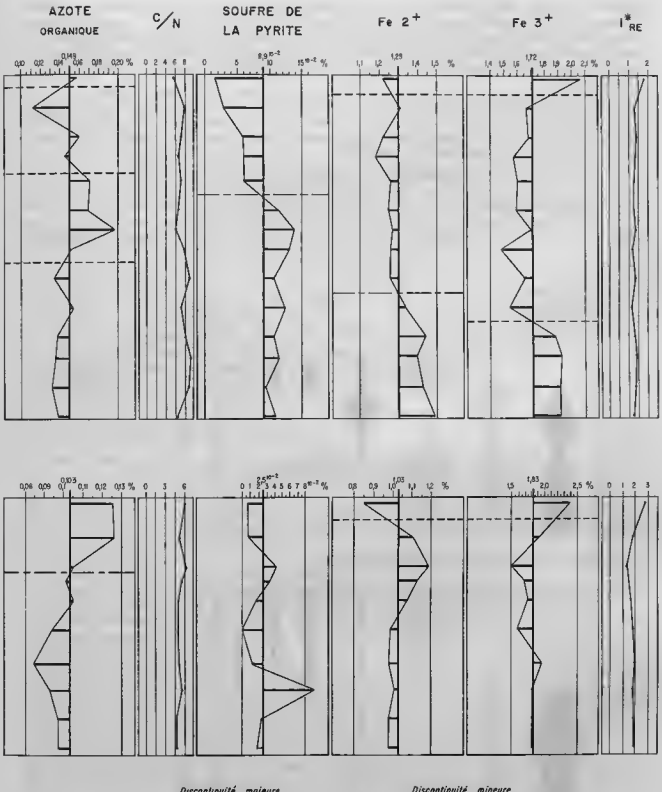


PLANCHE VI

Composition des sédiments des carottes C. T. 5 et C. T. 4.

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

quartzeux à biotite plus ou moins chloritisée, à muscovite; on y trouve aussi de nombreux minéraux accessoires : zircon, rutile, tourmaline, épidote, grenat, amphiboles, calcite, etc... Ce cortège de minéraux est absolument identique à celui de la fraction siliceuse que contiennent les boues silico-argileuses ou argilo-siliceuses du plateau continental kabyle. Ce sablon est en outre constitué, pour une part importante, par des débris de roches : schistes, grès, etc... Il contient aussi un grand nombre de Foraminifères pyriteux.

De même que le calcaire, les **argiles** varient nettement entre 1,30 et 1,40 m. De bas en haut, on passe en effet d'une teneur minimum de 36 % à 55 % maximum tout au sommet. Cette fluctuation est de grande amplitude. Les espèces minérales argileuses sont de même nature et se trouvent dans les mêmes proportions que celles des sédiments déjà étudiés. A noter cependant l'apparition probable de chlorite dans le tiers supérieur de la carotte (10 %).

Les teneurs en **carbone organique** sont relativement élevées (moyenne 1,12 %) ; elles sont plus fortes dans la moitié inférieure que dans la moitié supérieure. Par contre le phénomène inverse se produit pour l'**azote** dont la plus forte teneur se situe juste au-dessus des boues silico-argileuses

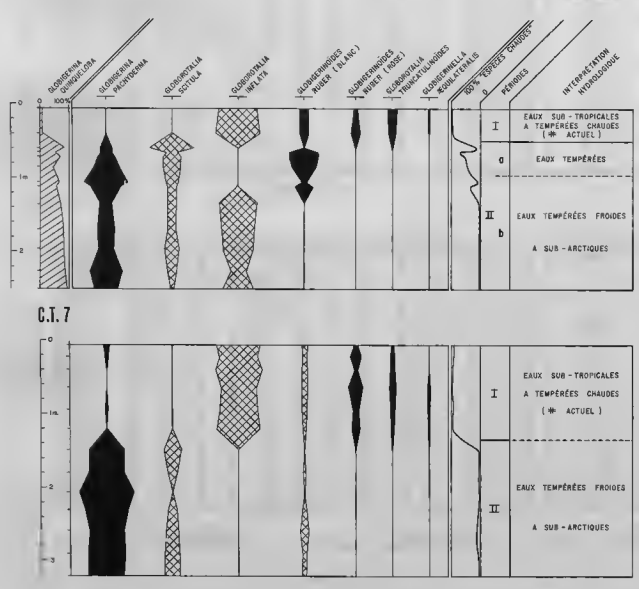


FIG. 82. — **Distribution de quelques espèces de Foraminifères planctoniques. Interprétation hydrologique et « *climatique* ».**

Source : MNHN, Paris

(0,170 %). De ce fait, le rapport C/N est en moyenne inférieur à 7 au sommet, mais atteint 10 en dessous.

Les teneurs en soufre de la pyrite (0,15 % en moyenne), après avoir dépassé 0,30 %, décroissent ensuite progressivement jusqu'au sommet. La zone où cette décroissance est la plus nette est aussi celle où s'infléchissent les teneurs en calcaire, argiles, azote, fer soluble oxydé et l'*indice rédox*.

Biostratigraphie (fig. 82).

A l'extinction des espèces dites « *chaudes* » comme *Globigerinoïdes ruber* (rose), *Globorotalia truncatulinoïdes*, *Globigerinella æquilateralis* et même *Globorotalia inflata* (« *tempérée à tempérée chaude* ») correspond très exactement le développement des formes « *froides* » : *Globigerina pachyderma*, *Globorotalia scitula*.

Dans cette carotte on distingue donc deux zones, la première (I) comprenant des dépôts formés dans des eaux subtropicales à tempérées chaudes, peu différentes des eaux actuelles, la deuxième (II) contenant des sédiments déposés dans des eaux tempérées froides à subarctiques. Le passage de l'une à l'autre se situe entre 1,20 à 1,40 m. Remarquons en outre qu'à la cote —2 mètres de la carotte, l'espèce subarctique : *Globigerina pachyderma* (dextre) subsiste seule et connaît, en valeur absolue, un grand développement. Il est probable que la disparition des autres espèces corrélativement à la multiplication de *G. pachyderma* traduise un abaissement maximum de la température des eaux.

En conclusion, il faut retenir que l'importante discontinuité biostratigraphique qui apparaît très nettement sur le diagramme de la figure 82, se situe très précisément au même niveau que le passage d'un sédiment plutôt siliceux à un autre plus argileux et s'accompagne apparemment de fluctuations très sensibles et orientées des teneurs en calcaire et argile, principalement, et en azote, pyrite, et fer oxydé soluble.

b) Les sédiments des carottes C.T. 5 et C.T. 6.

C. T. 5 ($\varphi = 36° 58'$ N; $G = 4° 45' 7$ E; profondeur = 1 205 m; longueur = 3,60 m); C. T. 6 ($\varphi = 37° 01'$ N; $G = 4° 46'$ E; profondeur = 1 590 m; longueur = 3,80 m). **Planches V et VI.**

Ces sédiments sont semblables aux boues argilo-siliceuses à illite, quartz et débris de roches de la carotte précédente. Il s'agit d'une boue grise qui tend à devenir brunâtre au sommet tandis qu'elle s'enrichit en argiles et s'appauvrit en sablon.

La fraction argileuse est constituée par 70 % d'illite et 30 % de kaolinite. La chlorite : 10 %, apparaît dans la partie supérieure des deux carottes.

La fraction siliceuse est essentiellement constituée par un sablon de même nature que dans C. T. 7, un peu moins riche cependant en débris de roches. On y trouve les mêmes minéraux.

La quantité de calcaire contenue dans les sédiments semble croître avec la profondeur de dépôt même dans les premiers décimètres des carottes où, cependant, elle reste légèrement inférieure à la moyenne. Mis à part le $CaCO_3$ des fractions pélitiques et aleuritiques qui, en première analyse, ne présente pas de différences notables de nature d'une carotte à l'autre, le calcaire arénitique appelle quelques remarques. Il se compose principalement de Foraminifères et de Ptéropodes. Parmi les premiers, *Globorotalia inflata* est largement dominante et des espèces comme *Hyalinea baltica* et *Epistoma elegans* sont abondantes. Mais, ce qui surprend, au premier abord, c'est d'une part l'intense fragmentation des tests et valves et d'autre part le mélange d'espèces « *chaudes* » et « *froides* ».

Par ailleurs, la *pyrite*, sous ses habitus déjà décrits, relativement abondante dans C. T. 5, semble contrairement au calcaire, décroître quand la profondeur de dépôt croît. Ce minéral se trouve en outre, du haut en bas des carottes, en présence de gœthite et de limonite en grains ou remplissages. Ces complexes ferrugineux sont particulièrement abondants dans C. T. 6 où la teneur en fer oxydé soluble est en moyenne de 1,9 % et atteint dans les boues gris-brunâtre du sommet, 2,2 %.

Les variations verticales des principaux constituants, qui apparaissent sur les diagrammes (pl. 5 et 6) sont beaucoup plus faibles que dans C. T. 7, sauf peut-être, celles qui affectent le soufre des sulfures. Toutefois au sommet, on retrouve une diminution nette du calcaire alors que la pyrite disparaît.

Source : MNHN, Paris

Ces deux colonnes de sédiments à mélange de faune dont une part importante est très fragmentée, à mélange de minéraux d'origine antitbétique (pyrite, gœthite) ne montrent pas comme précédemment une stratification *biocénotique* ou *lithologique*. De toute évidence, on doit se trouver en présence de sédiments résultant d'un intense remaniement. Notons d'ailleurs que les deux prélèvements ont été effectués sur un méplat (cf. fig. 4, chapitre II) surplombé par une pente très accore d'où provient C. T. 7.

c) Les sédiments de la carotte C.T. 4.

($\varphi = 37° 10' 6$ N; $G = 4° 46' 6$ E; profondeur = 2 425 m; longueur = 2,70 m). **Planche VI.**

C'est une boue brunâtre au sommet (20 cm), grise en dessous, argilo-siliceuse. Cette carotte présente trois intercalations :

— une boue silico-argileuse à deux passées sablonneuses;
— une boue argilo-calcaire;
— en dessous, une passée sablonneuse.

Les boues silico-argileuses et les « *sables profonds* ».

Ces boues sont en fait constituées par des feuillets plus argileux qui s'intercalent entre les passées sablonneuses. Elles sont nettement plus riches en sablon que les autres sédiments de la carotte. La structure des lits de sables est identique à celle déjà décrite à propos de l'étude de la carotte C. T. 9. Leur nature est peu différente. Ils se composent en effet des principaux éléments figurés suivants :

— une fraction riche en calcaire bioclastique : débris de Ptéropodes et d'Ostracodes, à Foraminifères planctoniques et benthiques : *Globorotalia inflata* (très rares), *Globorotalia scitula*, *Globigerina pachyderma*, *Globigerina quinqueloba*, *Globigerina bulloïdes*, *Globigerinoïdes ruber* (blanc), *Cassidulina*, *Bulimina aculeata*, *Bolivina canariensis*, etc...

— un sablon siliceux à quartz, débris de roches, feldspaths, micas biotite et muscovite et des minéraux accessoires comme : la tourmaline, le zircon, le rutile, l'épidote, le grenat, etc...;

— des fibres et des débris végétaux charbonneux ou ferruginisés;

— de la pyrite en agrégats, en remplissages de Foraminifères, de la gœthite.

Les boues argilo-siliceuses ou dépôts « *typiques* ».

Elles renferment, à quelques exceptions près, les mêmes éléments que les boues siliceuses mais dans des proportions différentes. La fraction sableuse, en particulier, est beaucoup plus fine, moins abondante, et contient peu de minéraux.

Le calcaire arénitique au sommet de la carotte se compose pour l'essentiel de Foraminifères planctoniques « *chauds* » ou « *tempérés* » parmi lesquels *Globorotalia inflata* est largement dominant. En-dessous de 0,40 m, l'association de Foraminifères est du type « *froid* » avec *Globigerina quinqueloba* en très grand nombre. Les Foraminifères sont accompagnés par de nombreux débris de Ptéropodes et d'Ostracodes. Comme dans les carottes précédentes, les teneurs en $Ca CO_3$ total diminuent nettement au sommet : 14 % contre 25 % dans la partie médiane.

L'illite et la kaolinite sont toujours les deux principaux minéraux des argiles. Il se peut toutefois que la chlorite soit, dans la partie terminale de cette carotte, plus abondante que dans les trois autres : 20 %.

Pour la première fois, la quantité de *matière organique* contenue dans ces sédiments devient faible : 0,55 % de carbone et 0,102 % d'azote; C = 0,42 % et N = 0,07 % dans les 2/3 inférieurs de la carotte. Notons que les 7 premières analyses du haut en bas de la carotte montrent une décroissance progressive de la teneur en matière organique à mesure que l'on s'éloigne du sommet. Cependant C/N reste compris entre 4 et 6 et accuse ainsi une diminution sensible par rapport aux autres carottes.

Source : MNHN, Paris

De même, à part une exception (niveau 8), la pyrite ne figure pratiquement plus qu'à l'état de traces : 0,025 % en moyenne. Bien que ce minéral apparaisse le plus souvent en remplissage de Foraminifères, en amas ayant englobé des grains de quartz ou des Foraminifères, il est peu probable qu'il soit en totalité autochtone. Les Foraminifères pyriteux comme *Bolivina, Bulimina, Hyalinea baltica* qu'on rencontre dans les boues silico-argileuses et les passées sablonneuses proviennent en effet, vraisemblablement des régions plus élevées de la pente continentale.

La gœthite fait son apparition principalement dans les niveaux supérieurs. Ce fait coïncide d'ailleurs avec la nette régression de la pyrite qui disparaît totalement dans certains niveaux. Le degré d'oxydation du milieu de sédimentation a dû varier au cours des dépôts. Le problème d'un remaniement éventuel se pose de la même façon que pour la pyrite.

Biostratigraphie (fig. 82).

En première analyse, la zonation de la carotte C. T. 4 semble aussi nette que celle de C. T. 7. En effet, les espèces d'eaux « *chaudes* » disparaissent entre 40 et 60 cm à partir du sommet aussitôt remplacées par les formes d'eaux « *froides* » : *Globorotalia scitula, Globigerina pachyderma* et surtout *Globigerina quinqueloba* qui, vers le bas, représente 90 % des individus de la biocénose à Foraminifères.

Toutefois, le phénomène est ici plus flou car *Globorotalia inflata* disparaît brusquement de plus de 60 cm de sédiments puis réapparaît en dessous. Dans cette zone, *Globigerina pachyderma, Globorotalia scitula* et *Globigerinoïdes ruber* (blanc) accusent des fluctuations brusques dont on voit mal la cause. Il est probable que les passées sablonneuses (dont on a exceptionnellement tenu compte) perturbent très profondément l'analyse.

Quoiqu'il en soit la disparition des espèces « *chaudes* » est à notre avis significative et permet de placer le passage de la « *zone chaude* » à la « *zone froide* » entre 40 et 60 cm. C'est à proximité de ce passage que se situent les lits sableux et un changement dans la répartition des principaux constituants du sédiment, changement moins net cependant que dans C. T. 7.

En définitive, les quatre carottes effectuées à des profondeurs croissantes, très près du méridien 4° 46', présentent à la fois des analogies et des différences et montrent à l'évidence la complexité des phénomènes qui ont contrôlé la sédimentation.

Dans deux de ces carottes on a pu déceler une « ***zonation climatique*** » soulignée nettement dans C. T. 7 par un changement de sédimentation. Par contre, dans la zone située entre ces deux carottes, toute zonation semble disparaître (C. T. 5 et C. T. 6), le taux de sédimentation est beaucoup plus élevé ou bien le sédiment résulte d'un important remaniement avec apport des régions plus élevées.

Par ailleurs, de C. T. 7 à C. T. 4 (profondeur croissante), on observe une croissance des teneurs moyennes en calcaire et une diminution des quantités de soufre de pyrite. Sur un autre plan, la partie supérieure de toutes les carottes, d'épaisseur variable, se caractérise par une nette diminution des teneurs en calcaire et en pyrite et une augmentation pas toujours aussi évidente en argile. On retrouve donc dans cette région des fluctuations dans la sédimentation déjà observées au large des massifs de Collo et de l'Edough.

La sédimentation sur la marge continentale constantinoise, dans la mesure où on a pu en saisir tous les aspects par l'étude de nos prélèvements, semble, en règle générale, homogène. Elle se caractérise par des dépôts fins d'origine essentiellement détritique terrigène : les boues à illite quartz et débris de roches. Au delà des profondeurs de l'ordre de 2 000 mètres, c'est-à-dire en bordure de la plaine abyssale, des sédiments plus siliceux, à sablons, encore appelés « **sables profonds** » ou « **sables néritiques** » s'intercalent en lits plus ou moins nombreux dans les boues argileuses typiques.

L'étude de l'évolution d'un groupe choisi de Foraminifères a fait apparaître dans 4 carottes une zonation qualifiée assez improprement de « *climatique* » parce qu'en relation plus ou moins directe, par l'intermédiaire des eaux du bassin avec les **oscillations climatiques du Quaternaire récent.**

Source : MNHN, Paris

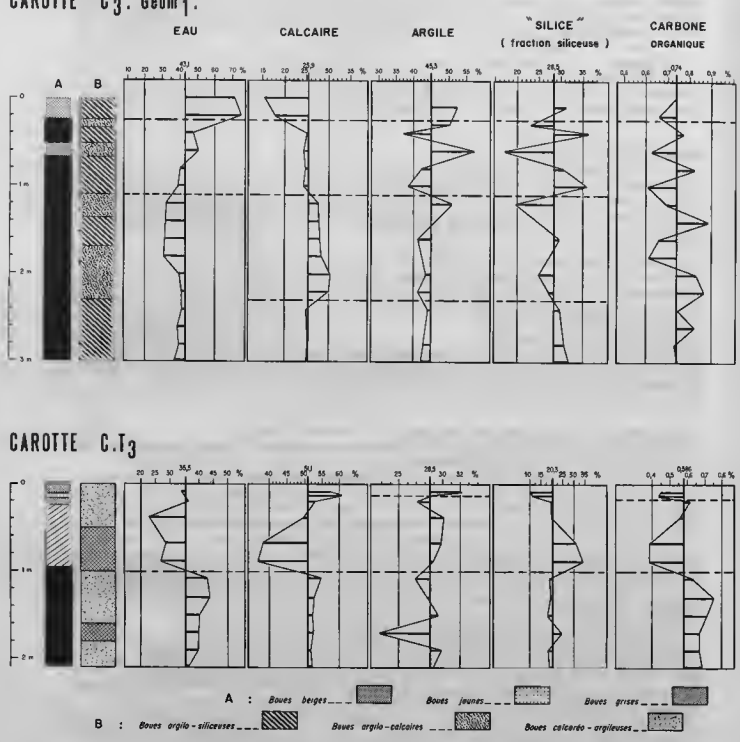
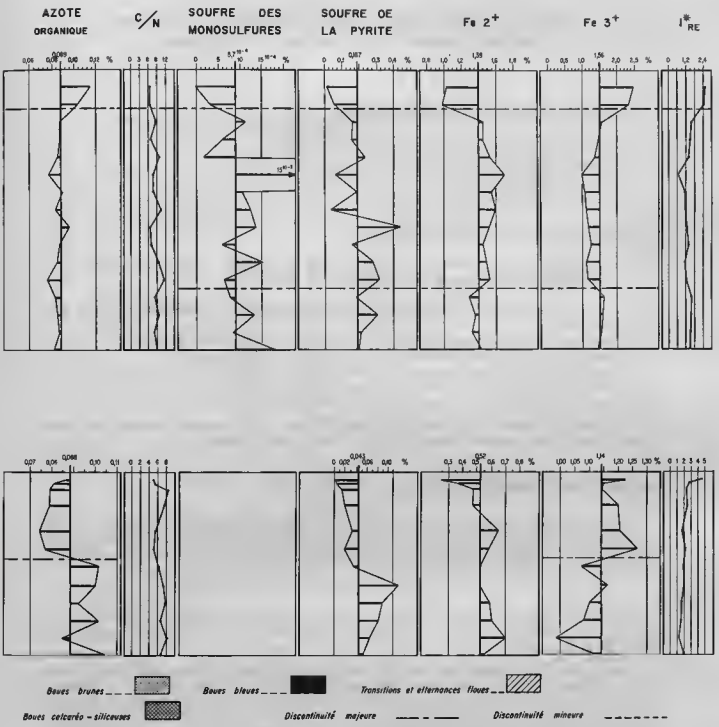


PLANCHE VII

Composition des sédiments des carottes C. 3 Géomed. 1 et C. T. 3.
(Les traits gras verticaux représentent les teneurs moyennes).

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

II — LES SÉDIMENTS DE LA PENTE CONTINENTALE ALGÉROISE ET DES ABORDS DU MASSIF DES BENI MÉNACER

I — DANS LE CANYON DE COURBET-MARINE.

2 carottes : C 3 Géomed. I.
C 4 Géomed. I.

a) Les sédiments de la carotte C 3 géomed. I.

($\varphi = 36° 58' 7$ N; $G = 3° 27' 3$ E; profondeur = 2 048 m; longueur = 3 m). **Planche VII.**
Prélèvement effectué sur le thalweg (ou très près) du canyon.

Par son aspect extérieur et les variations de la teneur en eau des sédiments, cette carotte se divise en plusieurs zones :

— zone I. — 0 à 23 cm (environ), boues brunes, fluides (plus de 70 % d'eau) ;
— zone II. — 23 à 53 cm, boues bleues compactes (45 % d'eau environ) ;
— zone III. — 53 à 67 cm, boues grises molles (50 à 60 % d'eau) ;
— zone IV. — 67 à 205 cm, boues bleues dures (33 % d'eau) ;
— zone V. — 205 à 300 cm, boues bleues plus molles (38 à 40 % d'eau).

Les passages des zones I à II, puis II à III sont marqués par des intercalations de boues argilo-calcaires dans les boues argilo-siliceuses. Il en est de même pour la zone IV à V.

Les constituants majeurs.

L'eau interstitielle représente plus de 70 % de la masse des sédiments secs de la zone I mais seulement un peu plus de 30 % de ceux de la zone IV. Ces fluctuations des teneurs en eau sont tout à fait indépendantes, semble-t-il, du degré d'enfouissement du sédiment, mis à part, bien entendu, les dépôts récents de la surface.

Les argiles : illite et kaolinite, dans les mêmes proportions que précédemment, forment en moyenne 45 % du sédiment sec. Dans le détail, la quantité d'argiles est très variable d'un niveau à l'autre, de 37 % à plus de 55 %.

L'importance de la **fraction siliceuse**, 28 % en moyenne est aussi fluctuante que celle des argiles avec sensiblement les mêmes amplitudes, mais souvent de sens opposé. Cette fraction est constituée pour l'essentiel par un sablon à quartz et débris de roches abondants, micas biotite et muscovite, cristaux de calcite. On y observe aussi de la pyrite en grains, des Foraminifères pyriteux et quelques grains de glauconie, des minéraux accessoires comme le zircon, le rutile, des pyroxènes et de la chlorite.

Le **calcaire** relativement abondant dans le dernier niveau à boues argilo-calcaires (30 %) diminue brusquement vers le sommet de la carotte (15 %). Mise à part la zone I, le **calcaire arénitique** peut former une importante fraction du calcaire total : de 5 à 50 % (tableau 44). Il se compose principalement de Foraminifères et de débris d'Oursins fouisseurs (limnivores). La microfaune à Foramini-

Source : MNHN, Paris

fères est particulière : un aperçu en est donné quelques lignes plus loin. Le calcaire aleuritique fin a une composition variable de haut en bas de la carotte : ainsi dans la zone I, il est constitué par 10 à 20 % de Coccolithes au maximum, le reste étant des débris de Foraminifères et du calcaire bioclastique d'origine diverse. Par contre dans les niveaux les plus riches, les Coccolithes sont très abondants puisqu'ils représentent de 60 à 80 % de la fraction observée, soit, selon notre estimation de 40 à 50 % du calcaire total. C'est là un maximum qu'on doit probablement à un grand nombre de Coccolithes remaniés. Le calcaire pélitique semble en fin de compte relativement moins abondant dans cette carotte que dans celles étudiées auparavant.

TABLEAU 44

Répartition granulométrique du calcaire dans les sédiments de la carotte C. 3 Géomed. 1.

Niveaux	% Calcaire pélitique	% Calcaire aleuritique fin	% Calcaire arénitique et aleuritique grossier
Sommet			
1	37	60	3
2	37	41,7	21,2
3	17,6	33,2	49,2
4	39,8	29,4	30,7
5	39,3	50,6	10,1
6	37,1	54,7	8,2
7	51,5	42,6	5,9
8	44,4	49,5	6,1
9	43,7	48,4	7,9
10	43,2	35,5	21,3
11	48,5	46,4	5,9
12	42,5	47,8	9,6
13	40,7	51,8	7,4
Base			

TABLEAU 45

Importance relative des trois phases granulométriques dans les sédiments de la carotte C. T. 2.

Niveaux	% Pélites	% Aleurites	% Arénites
Sommet			
1	60	39,8	0,2
2	57,5	42,3	0,2
3	48,6	51,1	0,2
4	60	39,7	0,3
9	58,9	40,6	0,5
10	59,7	39,6	0,7
11	63,4	35,5	1,1
12	58,7	39,9	1,4
13	59,2	39,4	1,4
14	58,6	39,8	1,6
Base			

Source : MNHN, Paris

Les constituants mineurs.

Les teneurs en **carbone organique** fluctuent rapidement d'un niveau à l'autre, de part et d'autre d'une moyenne : 0,74 %. Par contre la quantité d'**azote** contenue dans ces sédiments est remarquablement constante jusqu'à la zone I où elle croît brusquement. Tout ceci a pour conséquence un rapport C/N oscillant entre 6 et 12.

La recherche de sulfures sous forme de monosulfures (hydrotroïlite) et éventuellement de H_2S dissous a pu être entreprise sur les sédiments de cette carotte. Les résultats obtenus montrent une grande variation : 0 % au sommet, $15 \cdot 10^{-3}$ % au niveau 6, $9 \cdot 10^{-4}$ % en moyenne (on n'a pas tenu compte dans ce calcul de la valeur précédente (exceptionnelle).

La plupart des dépôts de cette carotte ont donc été soumis à l'influence d'un milieu réducteur très probablement à l'origine d'une bonne part de la pyrite remarquablement abondante : 0,19 % en moyenne (exprimés en soufre), 0,40 % au maximum. Notons que, corrélativement, I^*_{Fe} est faible : proche de 1,2 et égal à 0,6 là où la teneur en soufre des monosulfures est maximum.

Nous avons pu observer qu'une certaine partie de la pyrite en amas cristallisés ou muriformes était au moins en surface, de la pyrite hépatique, c'est-à-dire épigénisée en limonite brune ou hématite rouge. Par ailleurs, des grains de gœthite et des débris de roches oxydés ne sont pas rares. Dans un tel milieu leur présence est anormale et ne peut s'expliquer que par un apport extérieur de matériaux remaniés.

Etude particulière de la microfaune à Foraminifères.

Les recherches de fluctuations au sein de la population de Foraminifères, dans le but de déterminer une zonation, comme dans les carottes précédentes, se sont avérées sans objet. En effet, la découverte d'une espèce de *Globorotaliidæ* non encore signalée dans les sédiments des bassins méditerranéens implique que la carotte soit formée de deux tronçons d'âge très différent, séparés par une importante lacune stratigraphique. Cette découverte a fait l'objet d'une note (L. LECLAIRE, Y. LE CALVEZ, 1969) dont on retrouvera l'essentiel dans les lignes qui suivent.

Dans les cinq zones définies précédemment, on observe les associations de Foraminifères caractéristiques suivantes :

— Zone I :

Globorotalia inflata (d'Orb.), 50 % environ;
Globigerina quinqueloba (Natl.);
Globigerinoïdes ruber (d'Orb.), variété blanche et rose;
Globorotalia truncatulinoïdes (d'Orb.) sénestres;
Globorotalia scitula (Brady) } rares : 1 %;
Globigerina pachyderma (Ehr) dextres }
Orbulina universa (d'Orb.), etc.

— Zone II :

apparition de *Globorotalia crassaformis s. l.* (Galloway et Wisler) et de *Globorotalia hirsuta aemiliana* (Colalongo et Sartoni) = *G. crassaformis aemiliana* (déterminé par H. M. Bolli), avec *G. ruber* (var. blanche), *G. pachyderma* et *G. quinqueloba*.

— Zone III :

coexistence de *Globorotalia inflata* (très abondant), de *Globigerinoïdes ruber, Globigerina quinqueloba, G. pachyderma* (dextre et sénestre), *Globigerinoïdes trilobus* (Reuss) avec *G. hirsuta aemiliana*.

— Zone IV :

Globorotalia hirsuta aemiliana très abondant (jusqu'à 20 % de la population de Foraminifères) est accompagné par *Globigerinoïdes ruber* (blanc), *G. trilobus, Globigerina pachyderma* et *G. quinqueloba*.

— Zone V :

coexistence de *Globorotalia hirsuta aemiliana* avec *G. inflata* et *G. truncatulinoïdes*.

Source : MNHN, Paris

L'espèce *Orbulina universa* est présente partout, alors qu'*Orbulina suturalis*, très rare, n'a été observée que dans les zones IV et V.

Ces associations de Foraminifères planctoniques dont la liste est ici loin d'être complète, sont accompagnées dans toute la carotte, sauf dans la zone I, de rares espèces benthiques qu'on rencontre dans les marnes bleues du Pliocène d'Algérie : *Siphonodosaria adolphina, S. advena, S. consobrina, S. monilis laevigata, Siphonina planoconvexa, Orthomorphina stainforthi, Plectofrondicularia inaequalis, Uvigerina pygmea, etc.*

Notons encore que l'espèce *Hyalinea baltica* est très rare, mais a cependant été observée dans les zones I, II, V.

L'apparition dans la zone II, de *Globorotalia hirsuta aemiliana* permet de distinguer dans la carotte C. 3, deux parties :

1. La première (zone I) est identique aux dépôts récents (post-glaciaires) rencontrés dans les autres carottes;

2. La deuxième, la plus importante, formée de boues bleues, à faible teneur en eau, forte teneur en monosulfures et pyrite contient ces *Globorotaliidæ* que nous n'avons retrouvées ni dans une autre carotte de 7 m prélevée à quatre miles plus au Nord — au débouché dans la plaine abyssale du même canyon de Courbet-Marine — ni dans les autres prélèvements du même genre.

Si l'on se réfère aux travaux d'ERIKSSON (1965), R. TODD et F.L. PARKER (1958), de tels dépôts à *G. hirsuta aemiliana* ne semblent pas davantage exister dans le fond des bassins algéro-provençal et Est méditerranéen. Or, les carottages des navires « *L'Albatros* » et « *Skagerak* » ont percé le Quaternaire récent (jusqu'au Würm I, voire même au delà). Ces boues bleues à *Globorotaliidæ* si particuliers ne peuvent être que plus anciennes.

Plusieurs faits sont en faveur d'un âge pliocène :

— l'analogie de faciès lithologique avec les marnes plaisanciennes;

— la relative abondance de sulfures;

— la présence de Foraminifères benthiques pliocènes;

— l'analogie constatée entre la microfaune à Foraminifères planctoniques des boues bleues et celle de certaines marnes du Plaisancien d'Algérie (Belle-Côte) de la collection DALLONI, où l'on retrouve, semble-t-il, *G. inflata*; mais le fait essentiel est que M. L. COLALONGO (1968), S. D'ONOFRIO (1968) et 19 autres auteurs italiens (1968) considèrent *G. hirsuta aemiliana* et *G. crassaformis s. l.* comme cénotypes de deux zones du Pliocène moyen d'Italie.

Toutefois, si les zones II et IV de notre carotte s'identifient assez bien à la cénozone à *G. hirsuta aemiliana* des auteurs italiens et si l'on tente d'attribuer ces boues bleues au Pliocène, on se heurte à plusieurs obstacles majeurs :

1. On rencontre dans les zones V (base de la carotte) et III, *G. inflata*, alors que dans la biostratigraphie du Pliocène italien cette espèce n'apparaît que bien au-dessus de la zone à *G. hirsuta aemiliana*.

2. *G. truncatulinoïdes* que l'on trouve dans les zones V et III est considérée par beaucoup d'auteurs (H.M. BOLLI, F.T. BANNER et W.H. BLOW) comme pléistocène, son apparition étant même parfois utilisée comme repère de la limite Plio-Quaternaire.

3. *G. pachyderma* (dextre) est parfois très abondante dans la zone IV ce qui constitue aussi, suivant la biostratigraphie des auteurs italiens, une anomalie.

Il en résulte que, si la deuxième partie de cette carotte était pliocène, la biostratigraphie du Néogène italien ne serait pratiquement pas applicable au Néogène algérien, ce qui, bien que *G. crassaformis aemiliana* n'y ait jamais été observée jusqu'à présent, est peu vraisemblable. Nous pensons plutôt qu'eu égard :

1) aux variations rapides des associations de Foraminifères planctoniques que nous interprétons comme « climatiques »,

2) à la présence, à la base de la carotte de *G. truncatulinoïdes*, *G. inflata*; nous sommes là dans le Pléistocène inférieur (Quaternaire ancien). L'essentiel du matériel détritique constituant ces boues bleues, certains Foraminifères benthiques (rares), sont très vraisemblablement remaniés, provenant de l'érosion du Pliocène de l'arrière-pays. Ce ne saurait être le cas des *Globorotaliidæ* déjà nommés, dont l'abondance et la fraîcheur sont significatives à cet égard.

Cette hypothèse implique, en accord avec H. M. Bolli, de ne pas limiter *G. hirsuta aemiliana* et *G. crassaformis s. l.* au seul Pliocène moyen.

Source : MNHN, Paris

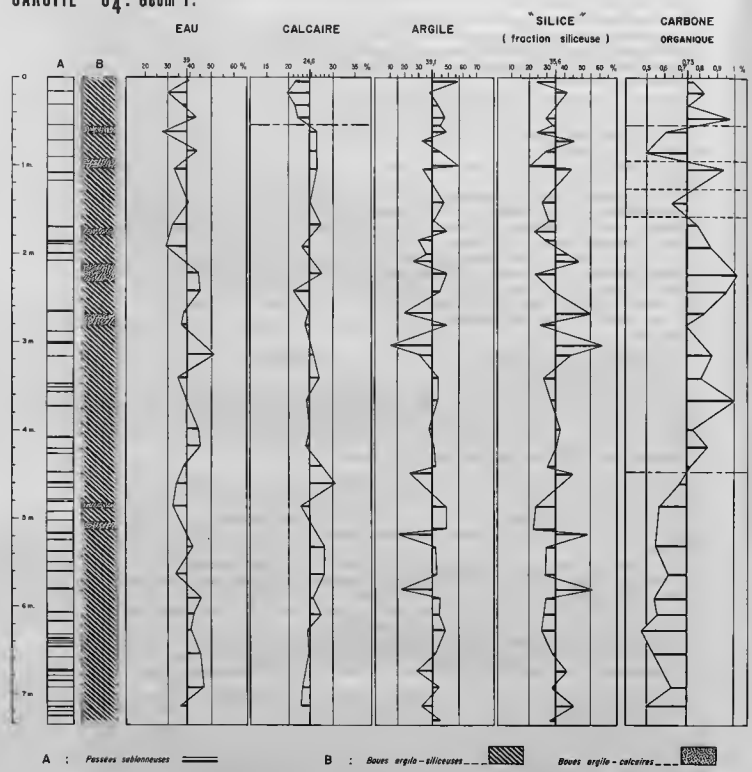


PLANCHE VIII

Composition des sédiments de la carotte C.4 Géomed. 1. (Les traits verticaux gras représentent les teneurs moyennes).

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

De toute façon, que ces boues bleues soient pliocènes ou quaternaires, elles ne sont recouvertes que par une trentaine de centimètres de dépôts récents (post-glaciaires). Dans l'hypothèse formulée ci-dessus, la totalité du Quaternaire moyen et la quasi-totalité du Quaternaire récent manquent. Il y a donc lacune stratigraphique. Cette lacune peut être plus ou moins importante suivant l'âge qu'on attribue aux boues de son origine étant entendu qu'un arrêt total de la sédimentation dans cette région et pendant un temps si long est d'emblée à exclure. Cette lacune est plutôt à mettre en relation avec la situation particulière des dépôts où elle est observée car le carottage a été effectué sur le fond d'un grand canyon à forte pente.

Deux hypothèses permettent, en première analyse, d'interpréter ce phénomène :

1) l'ablation des terrains manquants par éboulement, courants, etc., la lacune stratigraphique est réelle,

2) l'éboulement dans le fond du canyon d'un vaste pan de terrain ancien au cours d'une période récente (post-glaciaire) et recouvrement par une pellicule de sédiments très récents, la lacune ne serait alors qu'apparente et tout à fait accidentelle.

Il nous est impossible de choisir valablement entre les deux. Nous nous contenterons de souligner le fait que, de toute façon, des remaniements importants se seraient déroulés dans le fond du grand canyon de Courbet-Marine.

b) Les sédiments de la carotte C. 4 géomed. I.

($\varphi = 37° 03' 7$ N; $G = 3° 29' 3$ E; profondeur = 2 620 m; longueur = 7,30 m). **Planche VIII.**

C'est une boue argilo-siliceuse dans laquelle sont intercalées 52 passées sablonneuses d'épaisseur variable. Comme pour la carotte C.T. 9, ces interstratifications nombreuses compliquent l'étude détaillée et précise des différents niveaux. L'arrivée successive de ces dépôts atypiques a certainement perturbé le milieu de sédimentation. On constate en effet que les variations de coloration du sédiment dans la moitié supérieure de la carotte se disposent de la manière suivante : boues noires au-dessus ou de part et d'autre des passées sablonneuses, surmontées par des boues grises qui passent progressivement à des boues brunes ou jaune interrompues elles-mêmes par un nouveau lit sableux.

Ces sédiments ont été prélevés à proximité du débouché du canyon de Courbet-Marine.

Les boues argilo-siliceuses ou « *dépôts typiques* ».

Bien qu'il soit souvent très difficile d'effectuer un échantillonnage sélectif, tant les lits sableux sont fréquents, nous nous sommes efforcés de distinguer au mieux les dépôts typiques des apports allochtones. En tout état de cause, l'interpénétration de ces deux sortes de sédiments est telle qu'il est souvent impossible, dans l'absolu, de les dissocier.

Les argiles sont les matériaux les plus abondants. Pour une moyenne générale de 39,1 % qui tient compte des niveaux sableux, on observe quelques zones plus riches : 60 % environ. Les fluctuations des teneurs en argiles sont fréquentes et de forte amplitude sauf au sommet de la carotte où le nombre des dépôts sableux diminuent.

La fraction siliceuse représente en moyenne 30 % de ces boues. Toutefois, cette teneur peut s'abaisser localement de 5 à 10 % ce qui est à l'origine de l'apparition au sein des boues argilo-siliceuses, de passées argilo-calcaires. Cette fraction est constituée par un sablon très fin, bien classé (très peu d'éléments ont un diamètre supérieur à 100 μ) à quartz, débris de roches et micas.

Dans les boues argilo-siliceuses, le calcaire arénitique ne représente que rarement plus de 10 % du calcaire total. Il se compose essentiellement de Foraminifères planctoniques habituels en Méditerranée, de quelques Ostracodes et Ptéropodes comme *Cavolinia* et des restes de *Spatangidæ*. Le calcaire plus fin se répartit en quantités à peu près égales entre la fraction pélitique et aleuritique fine. Dans cette dernière, on observe de nombreux débris divers dont des fragments de Foraminifères, des débris calcaires, quelques rhomboèdres de calcite et des Coccolithes d'espèces variées. On estime que ces Coccolithes constituent de 5 à 10 % environ du calcaire total au sommet de la carotte et de 10 à 20 % dans les niveaux inférieurs.

Source : MNHN, Paris

On n'a pas observé de différences notables entre les teneurs en **carbone organique** et azote des boues et des sables. Dans les deux cas les apports détritiques terrigènes sont déterminants (débris végétaux). La variation des quantités de matières organiques de bas en haut de la carotte est remarquable, les teneurs en carbone sont généralement inférieures à 0,6 % en dessous de 5 m, puis supérieures en moyenne à 0,85 %, de 5 m à 1,60 m. L'azote suit une évolution semblable de manière moins nette. Toutefois, dans les 80 premiers centimètres du sommet, la teneur en azote reste supérieure à 0,115 % pour une moyenne générale de 0,095 %.

Le **soufre** des **monosulfures** et de la pyrite atteste des propriétés réductrices du sédiment. L'évolution des teneurs en fer soluble réduit et oxydé montre que la capacité réductrice a dû progressivement diminuer de la base au sommet. La pyrite se présente sous son habitus classique : remplissage de Foraminifères, agrégats, pseudomorphoses de débris végétaux (brindilles : v. Planche XVII).

Les « *passées sablonneuses* ».

Au nombre de 52, certaines atteignent 5 cm d'épaisseur, d'autres quelques millimètres seulement et sont, de ce fait, difficiles à déceler. De même que dans la carotte C.T. 9, elles constituent au minimum 15 % des dépôts et sont très inégalement réparties. Du sommet jusqu'à 4 m on en compte environ 5 par mètre pour 10 en dessous; ces dernières sont plus épaisses et représentent de 20 à 30 % du sédiment.

A côté des lits sableux formés, pour l'essentiel, de sablons siliceux, on observe plus rarement des accumulations de tests et de coquilles calcaires dont la mise en place est peut-être comparable à celle de ces sablons.

La quatrième passée sablonneuse à partir du sommet est en fait une accumulation sur 1 cm d'épaisseur de Foraminifères planctoniques : *Globorotalia inflata, Orbulina universa*, etc... Il s'y ajoute quelques débris de Ptéropodes (*Cavolinia*) et de bois flottés, quelques quartz, micas et spicules d'Eponges.

A 5,94 mètres se situe un niveau à Ptéropodes contenant quelques Foraminifères pyriteux tandis qu'à 6,14 m on a observé une concentration de tests à Ostracodes dominants.

Un seul de ces trois cas (le premier), a été compté comme passée sablonneuse car il y a « granoclassement ».

Les passées sablonneuses ont la même structure feuilletée que dans la carotte C.T. 9 (fig. 81). Leur composition est peu différente; on y trouve en effet :

— des éléments figurés biogènes, des Foraminifères dont les espèces benthiques non en place dominent : *Bolivina, Bulimina, Hyalinea baltica, Nonion*, des *Miliolidæ* et des *Lagenidæ*; des spicules d'Eponges et des débris d'Echinodermes, des Ptéropodes et des Ostracodes;

— un feutrage de fibres végétales, des débris de bois flottés plus ou moins charbonneux;

— un sablon à quartz, débris de roches (grès, schistes, micaschistes) à minéraux accessoires dont les plus courants sont : le grenat, l'andalousite, le zircon, le chlorite, la biotite, la tourmaline et des pyroxènes monocliniques. Dans ces sablons et pratiquement à tous les niveaux, on a remarqué la présence de Foraminifères glauconieux et surtout pyriteux; d'autres sont calcifiés ou silicifiés.

Dans ces sept mètres de sédiments nous n'avons trouvé que deux niveaux contenant de rares Foraminifères fossiles néogènes comme *Siphonina planoconvexa* et des *Lagenidæ* calcifiés.

Biostratigraphie (fig. 83).

A quelques exceptions près, on n'a pas tenu compte des passées sablonneuses d'abord parce qu'elles contiennent une faune remaniée et ensuite en raison du faible nombre de Foraminifères qui s'y trouve. Parmi les exceptions figure le lit à Foraminifères qui se traduit sur le diagramme de la Planche VIII par un maximum de 15 % dans l'expression du poids de Foraminifères à $\varnothing \geqslant 100\,\mu$, par rapport à l'échantillon total. Il est à noter que cette forte quantité ne perturbe pas la distribution relative des espèces choisies. La fréquence de *Globigerina quinqueloba* a été portée en marge et calculée par rapport à l'ensemble des autres espèces.

Le dessin de la « *courbe climotique* » est obtenu cette fois-ci en intégrant aux espèces « *chaudes* » *Globigerinoïdes ruber* (blanc).

La distribution des fréquences relatives de *G. pachyderma, Globorotalia scitula* et *G. inflata* se modifie d'une façon significative vers 4 mètres. On distingue au moins deux zones : la première à micro-

Source : MNHN, Paris

faune de type *subtropical* à *tempéré chaud*, la deuxième à Foraminifères de type *tempéré froid* voire même *subarctique*. La première zone est la plus importante.

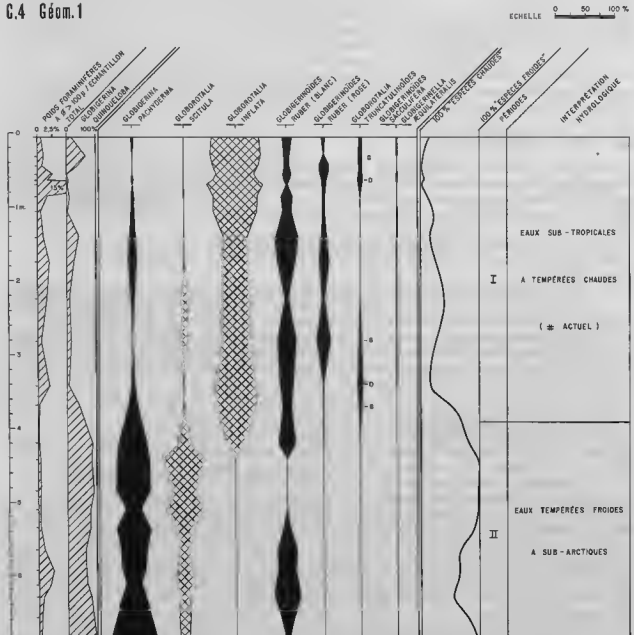


FIG. 83. — Distribution de quelques espèces de Foraminifères planctoniques. Interprétation hydrologique et « *climatique* ».

En définitive, ce qui apparaît comme tout à fait remarquable dans les résultats de l'étude des deux carottes : C. 3 Géomed. I et C. 4 Géomed. I, c'est — d'une part, une anomalie stratigraphique dans la première : les dépôts très récents comparables à ceux de la partie supérieure de C. 4 Géomed. I se superposent directement à des sédiments beaucoup plus anciens, — d'autre part, l'abondance des passées sablonneuses de C. 4 Géomed. I qui n'existe pas dans C. 3 et la présence de *G. crassaformis aemiliana* dans cette dernière seulement alors que les deux carottages n'ont été effectués qu'à 4 miles l'un de l'autre.

Source : MNHN, Paris

2 — LES SÉDIMENTS DES ABORDS SOUS-MARINS DU MASSIF DE LA BOUZARÉA.

Les sédiments du dragage D.T. 11.

($\varphi = 36° 51' 4$ N; $G = 2° 57' 6$ E; profondeur = 600 à 650 m).

La drague a fortement accroché sur la bordure sous-marine de la Bouzaréa. Avec une boue brunâtre, elle a ramené un gros bloc de roche altérée dont une partie (celle en contact avec l'eau) est recouverte d'une patine noire. En outre, une quantité de débris de roches de quelques centimètres est mêlée à cette boue avec des coquilles de *Navicula* et de *Leda*, des petits Gastéropodes, des débris de Bryozoaires, des plaques d'Oursins.

Dans une microfaune de Foraminifères à *Globorotalia inflata* et *Orbulina universa* correspondant à la zone « *chaude* » au sommet de toutes les carottes, on a remarqué la présence d'*Ammonia beccarii* et de très grands *Robulus* (4 mm). La glauconie est peu abondante, la pyrite rare.

L'argile, qui constitue de 35 à 40 % du sédiment, résulte de l'accumulation des mêmes espèces que précédemment : illite 80 %, kaolinite 20 %.

Les roches altérées sont de deux sortes :

1) des fragments de gneiss à biotite chloritisée et microcline, à texture cataclastique, identique aux gneiss du Massif de la Bouzaréa à Alger (Royer, 1937) ;

2) des fragments de micaschistes à biotite, à texture flexueuse, les grains de quartz, en règle générale très anguleux, sont abondants, la biotite se trouve en grands cristaux ou en fines lamelles ; les oxydes de fer sont plus ou moins hydratés.

Ces prélèvements sont importants car ils révèlent que le front sous-marin du massif de la Bouzaréa affleure très probablement ou n'est recouvert que par un dépôt pelliculaire de boues brunâtres, sans doute très récentes.

3 — LE TRAVAUX ANTÉRIEURS SUR LA PENTE CONTINENTALE ALGÉROISE.

a) Les dragages.

Un dragage de R. Dieuzede par 700 m de fond au large de la baie de Castiglione a été étudié par P. Muraour (1954 a) et J.M. Durand.

C'est une boue molle brun-jaunâtre qui renferme de 1 à 1,8 % de particules arénitiques et environ 48 % de pélites. La teneur en calcaire total est de l'ordre de 17,5 % pour 0,67 % de carbone organique.

P. Muraour a effectué une analyse totale dont nous reproduisons les résultats ci-dessous :

CO_2	6,78 %
SiO_2	43,73 %
$Fe_2O_3 + Al_2O_3 + TiO_2$	21,38 %
CaO	9,45 %
MgO	2,61 %
K_2O	2,10 %
Na_2O	2,90 %
Cl	2,71 %
SO_3	0,32 %

L'auteur souligne l'importance des oxydes Fe_2O_3, Al_2O_3 et TiO_2 et ajoute que la richesse en SiO_2 est presque uniquement due à l'abondance des éléments argileux car les grains de quartz sont rares.

Source : MNHN, Paris

La fraction arénitique est principalement constituée par des tests de Foraminifères auxquels se joignent quelques spicules d'Eponges calcaires, quelques coquilles d'Ostracodes et plus rarement des radioles d'Echinides.

48 espèces de Foraminifères ont été reconnues, citons parmi les plus fréquentes :

Globorotalia inflata	28,2 %
Globigerina bulloïdes	15,8 %
Globigerinella aequilateralis	0,2 %
Orbulina universa	3,6 %
Globigerinoïdes ruber	0,8 %
Globigerinoïdes sacculifera	5,7 %
Globorotalia truncatulinoïdes	1,6 %
Uvigerina	25,3 %
Angulogerina	2,1 %
Divers	16,6 %

Il apparaît que cette microfaune est caractérisée par la prédominance de *Globorotalia inflata* et du genre *Uvigerina*. L'auteur fait remarquer que certaines espèces, fréquentes dans les dépôts néritiques de la baie de Castiglione comme *Ammonia beccarii*, ont totalement disparu.

b) Les carottages effectués au cours de la « swedish deep sea expedition ». Travaux de R. Todd (1958).

La carotte 020.

Cette carotte prélevée par 1 320 m de fond au large de la baie de Castiglione, d'une longueur de 2,16 m, contient beaucoup de fragments de roches, du sable et des Foraminifères fossiles dont certains sont brisés, des Foraminifères benthiques remaniés en provenance de régions plus élevées. Parmi les Foraminifères planctoniques, *Globorotalia inflata* domine alors que *Hyalinea baltica* et *Uvigerina peregrina* sont les espèces benthiques les plus abondantes.

R. Todd a localisé le passage d'une faune « *chaude* » à une faune froide, à 1,60 m du sommet de la carotte. Ce passage est marqué par la diminution du nombre de *G. inflata* et le développement corrélatif de *G. pachyderma, G. eggeri* et *G. quinqueloba*. En outre, les espèces benthiques comme *Hyalinea baltica, Uvigerina peregrina*, disparaissent ou subsistent en petit nombre alors que *Quinqueloculina seminulum* devient plus abondante.

La carotte 02.

(Profondeur = 1 400 m; longueur = 0,62 cm; prélevée au large de la baie de Castiglione).

Cette carotte renferme une abondante microfaune planctonique qui masque de nombreuses espèces benthiques. Cette faune est peu différente de celle de la carotte 020. L'auteur a noté la présence de gros fragments de roches de 6 à 7 cm de longueur et envisage la possibilité d'un arrachement par le carottier. La proximité du substratum rocheux pourrait expliquer d'ailleurs la très faible longueur de la carotte. Le sédiment renferme encore des quantités considérables de fragments de Ptéropodes disposés en plusieurs niveaux.

A certains égards, les observations de R. Todd sur les sédiments de ces deux carottes rejoignent celles que nous avons faites à propos de l'étude de D.T. 11. La partie supérieure et moyenne de la pente continentale que constitue le fronton du massif de la Bouzaréa et ses abords, ne semble revêtue que par une mince pellicule de sédiments contenant des matériaux remaniés dont une bonne part provient des régions plus élevées : du rebord continental par exemple.

Source : MNHN, Paris

4 — NATURE DES SÉDIMENTS DE LA PENTE CONTINENTALE ENTRE TÉNÈS ET GOURAYA

a) Le dragage D.T. 3.

(Devant Ténès : $\varphi = 36° 32' 9$ N; G = 1° 18' E; profondeur = 200 m).

La drague a prélevé une boue noire, molle, d'odeur fétide. Avec 17,6 % de $CaCO_3$, 49,4 % d'argiles et 33 % de sablons siliceux, c'est un sédiment argilo-siliceux pauvre en calcaire.

La fraction argileuse se compose de 70 % d'illite « ouverte » et de 30 % de kaolinite.

La fraction siliceuse est un sablon quartzeux fin ($\Phi = 80$ µ environ) à débris de roches, spicules d'Eponges et rares grains de glauconie.

20 % du **calcaire total** se situent dans la fraction arénitique sous forme de rares débris de coquilles de Lamellibranches et de nombreux Foraminifères benthiques : *Cassidulina, Bolivina, Bulimina, Ammonia beccarii*... à tests transparents ou translucides. Il y a une multiplicité d'espèces mais peu d'individus.

Les Foraminifères planctoniques sont moins abondants mais de grande taille (500 à 700 µ) : *Orbulina universa, Globorotalia inflata*, etc. Parmi les débris divers qui constituent la fraction aleuritique fine, on a remarqué la présence en quantité notable de Coccolithes : 10 à 20 % du calcaire total.

La matière organique est relativement abondante (C = 0,81 %). Le sédiment contient en effet beaucoup de débris végétaux : racines, brindilles, en voie de transformation, qui sont à l'origine d'un rapport C/N voisin de 10. **La pyrite** ($5 \cdot 10^{-2}$ % de soufre) a été observée sous forme d'amas de cristaux ou en remplissage de Foraminifères.

b) Le dragage D.T. 4.

($\varphi = 36° 34' 3$ N; G = 1° 17' E; profondeur = 630-825 m).

C'est une boue gris-jaunâtre, onctueuse, de composition peu différente de D.T. 3. Les Foraminifères forment l'essentiel de la fraction arénitique du sédiment et parmi eux les espèces pélagiques habituelles dominent. Les Foraminifères benthiques à *Uvigerina* montrent quelques formes géantes (1 à 3 mm) de *Pyrgo* et de *Saracenaria*. A cette biocénose s'ajoutent quelques débris d'Oursins et de rares Ptéropodes.

La fraction siliceuse contient des quartz anguleux en grande quantité.

La matière organique est moins abondante que précédemment : C = 0,7 %.

La pyrite a été décelée.

c) Le dragage D.T. 5.

($\varphi = 36° 36' 5$ N; G = 1° 13' 4 E; profondeur = 975-1 200 m).

La drague « Rallier » a ramené des boules de boues bleues (galets de boues de 5 à 10 cm) compactes, plastiques, emballées dans une boue jaune, fluide. Dans les deux cas, il s'agit d'un sédiment argilo-siliceux qui diffère cependant par les détails suivants :

— les boues jaunes sont plus riches en argile et plus pauvres en calcaire que les boues bleues;
— les boues bleues renferment de la pyrite en quantité notable (remplissage de Foraminifères, amas de cristaux) : 0,15 %, minéral non décelé dans les boues jaunes;

Source : MNHN, Paris

— alors que, dans ces dernières, on trouve des espèces de Foraminifères caractéristiques d'eaux tempérées chaudes, celles-ci disparaissent pratiquement dans les boues bleues où par contre *G. pachyderma, G. quinqueloba* et *G. scitula* sont présentes;
— d'autre part, la quantité de sablon siliceux est plus importante dans les boues bleues; toutefois, dans les deux cas, c'est un sablon très quartzeux à spicules d'Eponges et rares minéraux accessoires comme la biotite, l'amphibole, l'augite et la glauconie.

En tout état de cause, on ne peut savoir si ces galets de boues bleues étaient en place dans les boues jaunes au moment du prélèvement car la drague a raclé le fond, à remonte-pente (sur 200 m de dénivellation). Cependant on peut affirmer que ces sédiments, plus anciens probablement que l'époque actuelle, ont été remaniés d'une façon particulière puisqu'il n'y a pas eu mise en suspension mais **roulage.**

d) Le dragage D.T. 8.

($\varphi = 36° 36' 6$ N; $G = 1° 51' 3$ E; profondeur = 575-600 m).

Le sédiment prélevé est à première vue de deux sortes : une boue jaune très fluide, riche en eau, une boue bleue onctueuse, plastique. Dans les deux cas, il s'agit d'un dépôt silico-argileux où la teneur en **argile** (illite : 80 %, kaolinite : 20 %) est de l'ordre de 38 %. Les teneurs en **calcaire** sont comme précédemment légèrement différentes : 14 % et 18 %.

Quelques rares différences apparaissent encore à l'analyse : dans les boues bleues, excepté *Streblus beccarii* et *Elphidium crispum* en position bathymétrique anormale (remaniement), le nombre de *Globorotalia inflata* décroît tandis qu'apparaissent *G. pachyderma* et *G. scitula.*

Par ailleurs, dans ces boues, les débris de Ptéropodes sont abondants. Enfin dans les boues bleues, de faibles quantités de monosulfures sont accompagnées de pyrite (0,10 % de soufre de pyrite). Dans les boues jaunes, les traces de pyrite décelées sont très probablement héritées de même que les débris ligneux, les fragments de Bryozoaires et de tubes de Vers qui ne sont pas rares.

Les teneurs en **matières organiques** sont semblables C = 1,05 %, N = 0,102 %. A noter dans les boues jaunes, la présence de « *fecal-pellets* ».

e) Le dragage D.T. 9.

($\varphi = 36° 37' 5$ N; $G = 1° 51' 2$ E; profondeur = 1 175-1 200 m).

Comme pour les deux dragages précédents, le sédiment prélevé a deux aspects : une boue jaune fluide, une boue bleue très plastique et une même nature : silico-argileuse. Cette fois, aucune différence nette n'a pu être mise en évidence.

La **fraction siliceuse** (40 à 45 %) se compose de quartz dont certains grains sont arrondis à sub-arrondis, de fragments de grès et de grès marneux.

La **fraction arénitique du calcaire** (20 % en moyenne) est constituée par des débris de Bryozoaires branchus et encroûtants du plateau continental, par des Gastéropodes : *Nassa, Trochus* et des débris de Lamellibranches. Les Foraminifères sont nombreux, en particulier les espèces benthiques parmi lesquelles on trouve des formes du plateau continental ou du rebord comme *Elphidium crispum, Ammonia beccarii* et même des formes fossiles (*Robulus calcar*) avec un grand nombre d'*Uvigerina, Gyroïdina, Lagenodosaria.*

D'abondants débris végétaux flottés forment une grande part de la **matière organique :** C = 1,03 %, N = 0,104 %, C/N = 10. La **pyrite** est présente sous forme d'amas de cubes bien cristallisés.

Deux gros fragments de roches, emballés dans le sédiment se sont avérés être, en lame mince, un grès marneux à grano-classement net, sillonné par de multiples et importants filonnets de calcite. Les

Source : MNHN, Paris

grains de quartz grano-classés sont fins et très anguleux. Il s'agit là de débris de roche provenant du flysch de l'arrière-pays.

f) Le dragage D.T. 10.

($\varphi = 36° 37' 5$ N; G = 1° 55' 7 E; profondeur = 720-840 *m*).

La drague « Rallier du Baty » a cette fois prélevé trois sortes de dépôts : une boue jaune, une boue bleue et un sable siliceux.

Les boues sont de même nature, de même composition que les sédiments décrits précédemment.

Les **sables et graviers** sont formés par des débris de roches (grès marneux à grains très fins), de quartz et de calcite, d'agglomérats de pyrite bien cristallisée. On y trouve encore de la glauconie, de la biotite et des minéraux accessoires : augite, hornblende, épidote, grenat.

Cette passée sablo-graveleuse contient aussi les débris d'une faune très variée dans laquelle on a noté la présence d'espèces comme *Ammonia beccarii, Elphidium crispum* provenant du plateau continental et des formes fossiles remaniées comme quelques *Globorotalia crassaformis aemiliana, Orthomorphina stainforthi, Siphonodosaria monilis*, etc... Beaucoup de Foraminifères sont pyriteux.

Ce dragage montre à l'évidence l'intensité du remaniement qui affecte les sédiments de la bordure sous-marine de cette région.

Pour D. T. 8 et 9, la proximité de l'îlot Tokik Indich, qui surplombe les lieux de prélèvements, permet d'entrevoir une interprétation plausible : chute de faune morte et de pierres le long de la falaise sous-marine par exemple. Par contre, pour D. T. 10 qui a été réalisé dans un site beaucoup moins accidenté, en bordure du prolongement sous-marin du bassin néogène de Gouraya, l'origine de la passée sablo-graveleuse n'est pas aussi évidente.

Toutefois, le carottage C. T. 1 va apporter des précisions à cet égard et montrer que cet apport détritique grossier n'est que le dernier d'une série importante.

g) Le carottage C.T. 1.

($\varphi = 36° 37' 3$ N; G = 1° 55' 9 E; profondeur = 720 m; longueur 46 cm). **Figure 84.**

Ce carottage a été effectué à l'emplacement du dragage C. T. 10. Les boues jaunes du sommet reposent sur une passée graveleuse. Elles sont fluides pigmentées par de fins débris de roches et des débris ligneux noirs. Elles renferment des valves de Lamellibranches (Vénus), des petits Gastéropodes (Nasse, Turritelle), des débris de Bryozoaires et un grand nombre de Foraminifères benthiques du plateau continental. En outre, dans le cailloutis de base, on a constaté la présence de quelques *Globorotalia crassaformis aemiliana*. Dans toutes les passées graveleuses se trouvent encore des débris de thalles de Mélobésiées et de tests d'Oursins.

Les **graviers et cailloutis** sont constitués par des fragments de roches anguleux ou des petits galets de 1 à 5 cm de longueur. Ce sont, pour la plupart, des grès quartzites à grains très fins et horizons micacés (chlorite). Cependant, on rencontre aussi des grès marneux identiques aux roches de C. T. 9.

Les **boues bleues** sont de même nature que dans C. T. 10, aussi riches en sulfures de fer. Elles forment la moitié de la carotte et sont interrompues par une passée noire très riche en matière organique, constituée par des débris végétaux noirs. Il en est de même dans le niveau à vase noire dure et cassante (fortement déshydratée) sur lequel repose la plus importante des passées graveleuses. Elles contiennent des « *fecal-pellets* » à monosulfures.

En bref on retrouve dans la partie supérieure de la carotte les sédiments prélevés par le dragage C. T. 10. Cette région au large de Gouraya semble donc tout particulièrement sujette à une **sédimentation détritique grossière intermittente**, très largement favorisée par le relief, la nature et la fracturation intense des roches de l'arrière-pays.

Source : MNHN, Paris

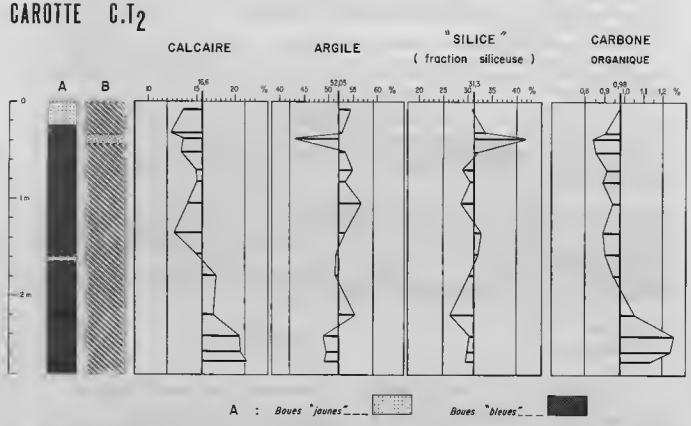
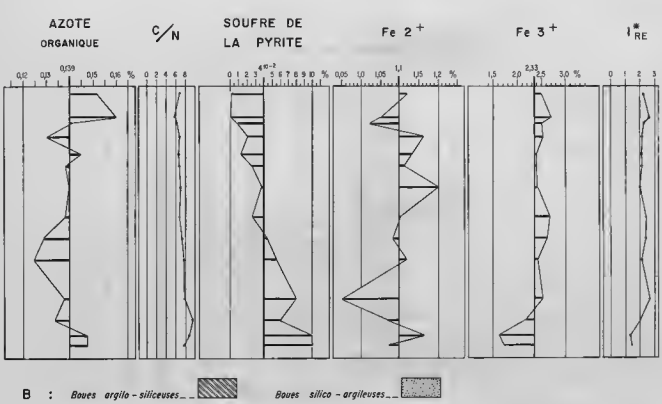


PLANCHE IX

Composition des sédiments de la carotte C. T. 2.

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

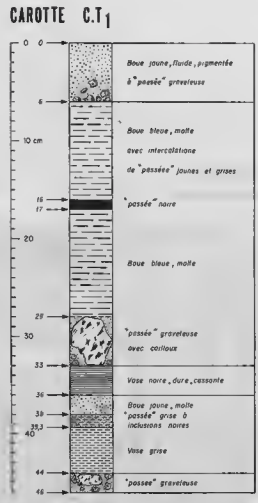


FIG. 84. — Schéma lithologique de la carotte C. T. 1.

h) LA CAROTTE C.T. 2.

($\varphi = 36° 41' 1$ N; G = 1° 56' 6 E; profondeur = 1 490 m; longueur = 2,80 m). **Planche IX.**

Composition des sédiments.

Du haut en bas, cette carotte est formée par environ 25 cm de boues jaunes, molles, fluides, qui passent progressivement à une boue bleue très cohésive, veinée horizontalement de passées noires à monosulfures. S'intercalent dans ces boues, un niveau à boues jaunes de 2 cm d'épaisseur et un lit à débris d'Echinides : tests et radioles spatulés de *Spatangidæ*.

Les sédiments de cette carotte sont très fins. Ils se composent en effet de 60 % de pélites en moyenne pour 1,5 % de particules arénitiques au maximum.

Les **argiles** sont les constituants majeurs : 52 % en moyenne. Dans la moitié inférieure de la colonne de sédiment, on trouve l'association habituelle à illite (70 %) et kaolinite (30 %), dans la moitié supérieure il semble que la chlorite s'y adjoigne dans les proportions suivantes : illite : 60 %, chlorite : 20 %, kaolinite : 20 %.

La **fraction siliceuse** ne représente qu'exceptionnellement plus de 32 % du sédiment total. Elle se compose de quartz, de fins débris de roche et d'abondants spicules d'Eponges siliceuses.

Source : MNHN, Paris

Ces boues argilo-siliceuses sont pauvres en **calcaire** : 16,6 % en moyenne; les teneurs décroissent de la base au sommet ; de 21 à 13 %. Le **calcaire arénitique** : 15 % à la base, 1 à 2 % au sommet, se compose principalement de Foraminifères pélagiques à *G. inflata* dominant. Quelques spécimens de *Globorotalia hirsuta* apparaissent pour la première fois.

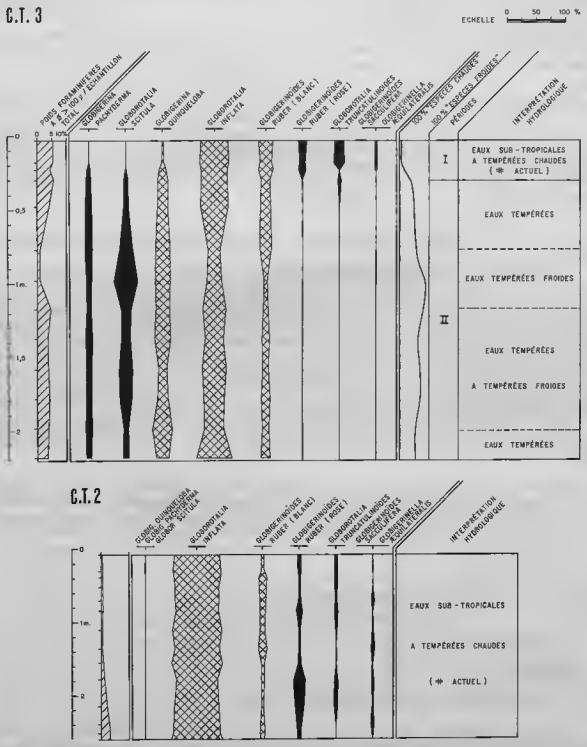


Fig. 85. — **Distribution de quelques espèces de Foraminifères planctoniques. Interprétation hydrologique et « *climatique* ».**

Source : MNHN, Paris

Dans la fraction aleuritique, le calcaire se trouve sous forme de débris de Foraminifères, d'Echinodermes et de Coccolithes (10 à 30 % du calcaire total). Il est à noter que le calcaire de la fraction aleuritique fine représente fréquemment plus de 50 % du total.

La teneur en **matière organique** est relativement élevée : 0,88 % pour le carbone avec un maximum de 1,25 % vers la base de la carotte. Les teneurs en azote fluctuent de telle sorte que C/N varie de 6 à 10 du haut en bas de la carotte. Les plus fortes valeurs de C ont vraisemblablement pour origine les débris végétaux observés dans les niveaux 12 et 13.

Les quantités de **soufre de la pyrite** passent de 0 au sommet à 0,1 % à la base (niveau 13 et 14) par des valeurs progressivement croissantes. Les fortes teneurs en pyrite s'accompagnent d'une nette diminution du fer oxydé soluble et d'un abaissement de I^{*}_{rr} voisin de 1.

Biostratigraphie (fig. 85).

L'analyse de l'association caractéristique des Foraminifères fait apparaître que la microfaune « *froide* » à *Globigerina quinqueloba*, *G. pachyderma* et *G. scitula* est totalement absente. Par contre, toutes les espèces « *chaudes* » sont représentées bien qu'en petit nombre car *G. inflata* constitue plus de 70 % de l'ensemble des Foraminifères planctoniques. Il n'y a donc pas, dans cette carotte, de « *zonations climatiques* ». C'est un cas identique à cet égard aux carottes C. T. 5 et C. T. 6.

En résumé, les sédiments des abords sous-marins de Gouraya se caractérisent essentiellement par trois faits :

— Les boues bleues ou grises sont systématiquement recouvertes par des boues jaunes qui forment une pellicule de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres d'épaisseur. Ces boues ne sont pas fondamentalement différentes : argilo-siliceuses ou silico-argileuses. Toutefois les boues jaunes sont plus pauvres en calcaire et plus riches en azote. Par ailleurs, elles ne renferment pratiquement pas de monosulfures et la pyrite qu'on peut y trouver à l'état de traces est très probablement remaniée. Autrement dit, **ces boues se différencient d'abord par leur faciès géochimique** déterminé par des conditions d'oxydo-réduction variables.

— La partie supérieure de la pente continentale est le siège d'une sédimentation normale fortement perturbée par des apports détritiques grossiers : roches, débris de faunes en provenance du plateau ou du rebord continental. Les **sédiments sont donc, pour une bonne part, le résultat d'un important remaniement** qui rend vain toute étude historique du Quaternaire récent.

— Là où l'influence directe du remaniement semble disparaître, vers — 1 500 m, **on ne relève pas de « *zonation climatique* »** dans le dernier carottage alors que certains dragages le laissaient prévoir.

Sédiments du Quaternaire ancien, passées sablonneuses au débouché du canyon de Courbet-Marine, affleurements localisés du massif de la Bouzaréa, passées caillouteuses des abords de Gouraya, tels sont en définitive les quelques aspects particuliers de la sédimentation sur la pente continentale de cette région, aspects mis en évidence grâce à un échantillonnage cependant très restreint.

III — BREF APERÇU DE LA SÉDIMENTATION SUR LA PENTE CONTINENTALE ORANAISE

a) Le dragage D.T. 7.

($\varphi = 35° 57' 8$ N; $G = 0° 24' 5$ W; profondeur = 680-700 m; au large du cap Carbon).

La drague a ramené une boue de couleur gris-jaunâtre, onctueuse, un peu plastique, finement granuleuse. C'est une boue argilo-siliceuse riche en calcaire : $Ca\,CO_3$ 26 %, argiles 47 %, fraction siliceuse 27 %.

Source : MNHN, Paris

La fraction argileuse se compose de 70 % d'illite « ouverte » et de 30 % de kaolinite.

La fraction siliceuse, nettement moins importante que dans les sédiments étudiés précédemment, est constituée par des grains de quartz fins (2 à 50 μ), des spicules d'Eponges et des Radiolaires.

La moitié du calcaire total se situe dans la fraction aleuritique fine (2-25 μ) sous forme de débris divers, de grains et de Coccolithes : 50 % environ (soit 5 % de l'échantillon total). La fraction arénitique du sédiment renferme en moyenne 20 % du calcaire total; on y trouve de rares mollusques (*Trochus*, *Nucula*), quelques radioles de *Spatangidæ* et un très grand nombre de Foraminifères.

Parmi les Foraminifères planctoniques, *G. inflata* domine toujours très nettement. Elle est accompagnée par des formes d'eaux tempérées chaudes à subtropicales dont *Globigerinoïdes ruber* (rose), *G. sacculifer*, *Orbulina universa*, etc...

Parmi les Foraminifères benthiques, *Hyalinea baltica* est toujours représentée avec des *Polymorphinidæ*, des *Miliolidæ*, *Textulariidæ* et *Lagenidæ*. On a remarqué quelques Nonions géants (plusieurs millimètres) épigénisés ou remplis de limonite et des grands *Robulus* à tests translucides.

De nombreux « fecal-pellets » renferment des débris divers dont des fragments de tests de Foraminifères.

Dans ces boues dont la teneur en matière organique ne dépasse pas 1,4 % (C = 0,73 %, N = 0,102, C/N = 7,1), on n'a décelé aucune trace de pyrite ni de monosulfures. Par contre les moules internes de gœthite ou de limonite sont fréquents.

b) Le dragage D.T. 6.

(φ = 35° 57′ 9 N; G = 0° 26′ 7 W; profondeur = 1 170 m).

Le prélèvement obtenu est un mélange de boues jaunes fluides et de boues bleues plus compactes, plastiques. Leur composition est très peu différente des boues argilo-siliceuses de D. T. 7. Toutefois les Foraminifères et les Coccolithes sont plus abondants. Les premiers constituent en effet 80 % environ de la fraction arénitique de l'échantillon avec *G. inflata*, *G. bulloïdes*, *Orbulina universa*... Quelques débris de Ptéropodes accompagnent des Foraminifères benthiques (*Polymorphinidæ*, *Nonionidæ*, *Lagenidæ*) parmi lesquels on observe à nouveau des formes géantes de *Nonion* (3 à 4 mm) et des Foraminifères encroûtants ou agglutinants.

Aucune différence notable n'est apparue entre les boues jaunes et les boues bleues soit qu'il n'y en ait pas, soit que le dragage ait trop intimement mêlé les deux sortes de sédiments.

c) Le carottage C 2 géomed. I.

(φ = 35° 47′ 2 N; G = 0° 58′ 5 W; profondeur = 1 000 m; dans le canyon des Moules).

Sous quelques centimètres de boues jaunes, le carottier a percuté soit un gros bloc soit un affleurement d'une roche très altérée. Sous l'impact, cette roche s'est plus ou moins dissociée en gravillon à feldspaths et quartz automorphes à subautomorphes. En première analyse, on attribue ces roches à des formations analogues aux rhyolites des îles Habibas (Sadran, 1958). Bien que l'âge de la mise en place de ces rhyolites ne soit pas connu avec précision et certitude, les auteurs s'accordent pour les attribuer au Miocène supérieur.

Il s'ensuit que s'il y a vraiment affleurement (d'autres carottages seraient nécessaires pour le prouver), le fond du canyon creusé dans ces formations serait dépourvu (au point de carottage) de toute couverture ou remplissage plio-quaternaire. Bien qu'en l'état actuel de nos connaissances, on est réduit à formuler des hypothèses variées, on peut penser aussi que la mise en place dans le canyon des roches de type rhyolitique soit plus récente : épanchements ou coulées sous-marines quaternaires. L'absence de Quaternaire récent pose un problème identique à celui soulevé à propos de C 3 Géomed. I et du canyon de Courbet-Marine.

Du point de vue de la Géologie marine, le précontinent oranais avec les affleurements de marnes du cap Falcon (cf. chap. III) de roches à débris éruptifs, plus ou moins altérés et remaniés du pour-

Source : MNHN, Paris

tour des Habibas (v. chapitre III), présente donc un grand intérêt. Son étude détaillée permettrait certainement de mieux comprendre l'histoire de la marge continentale oranaise.

d) Les travaux antérieurs.

La **carotte 211** a été prélevée au cours de l'expédition suédoise des mers profondes (1946-48) sur la pente continentale au large du golfe de Nemours. Le sédiment carotté est aussi riche en calcaire (40 %), sinon plus, que les boues de la carotte 211 étudiée en détail par K. G. Eriksson (1965). Une part importante de ce calcaire est fournie par les Foraminifères et principalement par les espèces planctoniques dont l'association, selon R. Todd (1968), est caractéristique d'eaux chaudes au sommet et d'eaux plus froides dans les 3/4 inférieurs de la carotte.

Ce sédiment semble particulièrement homogène, dépourvu de tout fossile ou d'espèces peu profondes, sans passées sablonneuses ou à fragments de roches. Le contraire eût été surprenant car le prélèvement a été effectué sur un glacis en pente douce séparé du rivage par une très large plateforme (80 km).

Avec peu d'échantillons, il est évidemment difficile de dégager des caractères généraux ou de conclure à propos de la sédimentation sur la pente continentale oranaise. Nous ferons simplement remarquer que :

(1) des affleurements du substratum sont très probables comme au large de l'Algérois et du Constantinois;

(2) les sédiments de cette région sont des boues argilo-siliceuses plus riches en calcaire, qui passent dans le golfe de Nemours à des boues argilo-calcaires; à partir d'une certaine profondeur, leur couche superficielle est colorée en « *jaune* »;

(3) des remaniements doivent exister le long de la pente au large de l'Oranie si l'on en juge d'après la présence de galets de boues bleues emballés dans les boues jaunes superficielles.

IV — VUE D'ENSEMBLE SUR LA SÉDIMENTATION AU NIVEAU DE LA PENTE CONTINENTALE ALGÉRIENNE

En définitive, au cours d'une étude plus détaillée des sédiments de la pente continentale algérienne, on peut s'attendre à trouver deux sortes de faciès :

1) des **boues argilo-siliceuses** (localement silico-argileuses) **à illite, quartz et débris de roche**, pauvres en calcaire, qui s'étendent des îles Habibas au massif de l'Edough, c'est-à-dire sur la bordure strictement algérienne à plateau continental étroit et arrière-pays élevé;

2) des **boues argilo-calcaires** (peut-être calcaréo-argileuses) **à illite, Foraminifères et Coccolithes** donc riches en calcaire, au large des golfes de Nemours et de Bône (ex. : le chenal de La Galite, v. chap. III), c'est-à-dire devant les régions à plateau continental large, à glacis en pente faible et arrière-pays généralement peu élevé.

Les boues argilo-siliceuses, grises, noires ou bleues de la pente continentale constantinoise sont riches en matières organiques (détritus végétaux terrigènes ou littoraux) et en sulfures. Elles constituent un milieu réducteur.

Dans les grands fonds, au pied de la pente continentale et très probablement au large du golfe de Bône, les **boues bleues** sont recouvertes par quelques centimètres de boues jaunes ou brunes de même nature mais où la quantité de matière organique est beaucoup plus faible, les sulfures absents, et qui constituent en fait un milieu oxydant.

Les **boues jaunes** apparaissent plus à l'Ouest sur la pente continentale de Ténès à Gouraya à partir de 600 à 800 mètres. Le passage des boues grises ou noires aux boues jaunes se fait d'Est en

Source : MNHN, Paris

Ouest et de haut en bas par l'intermédiaire de boues gris-brunâtre. A partir de Gouraya, les boues jaunes forment un revêtement pelliculaire apparemment continu qui, en Oranie, peut remonter jusqu'à moins de 300 mètres.

Il semble que le pouvoir d'accrétion des argiles en suspension dans l'eau ne soit pas suffisant pour permettre le recouvrement par les boues argileuses de frontons sous-marins comme les abords des massifs de Collo et de la Bouzaréa lesquels sont aujourd'hui dénudés en plusieurs points. Il en est peut-être de même dans le canyon des Moules près des îles Habibas.

Dans le même ordre d'idée, des phénomènes d'ablation se sont probablement exercés dans le fond du canyon de Courbet-Marine, lesquels effaceraient une grande partie des dépôts quaternaires, à moins d'admettre un vaste éboulement relativement récent de terrains beaucoup plus anciens.

Quoiqu'il en soit, la pente continentale très déclive est le siège d'importants remaniements apparaissant d'une manière plus ou moins discrète par le mélange de faunes du plateau continental et du rebord (ou d'éboulis caillouteux) à des boues profondes. Le remaniement (ablation ou dépôts plus ou moins grossiers sur la pente continentale) se manifeste au delà de — 2 000 à — 2 300 mètres, c'est-à-dire au bord de la plaine abyssale, par des apports intermittents sous forme de passées sablonneuses. Ces niveaux sont constitués par :

— des grains de quartz anguleux dont le diamètre moyen varie de 20 à 80 μ; les minéraux lourds y sont rares et appartiennent en général au cortège des roches granitiques (épidote, zircon, tourmaline, grenat) ;

— des concentrations de tests de Foraminifères parfois pyriteux (Globigérinidés, Buliminidés, Rotalidés) et des accumulations de coquilles de Ptéropodes (*Cavolinia*) ; l'ensemble est enrobé d'un « ciment » argileux (illite, kaolinite, chlorite) contenant des débris végétaux dégradés.

Ces passées sablo-argileuses sont très souvent micro-stratifiées à l'échelle du millimètre; il est fréquent de voir des tests et des débris de coquilles former un dallage à la base de chaque lit. La distribution granulométrique des grains de quartz est caractéristique au niveau de la « *micro-stratification* » et au toit des passées sablo-argileuses : le Mode (paramètre de position) diminue vers le haut en même temps que décroît la quantité de grains par unité de volume. Ces figures de sédimentation répondent à la définition du « graded-bedding » qu'on traduit imparfaitement par « *grano-classement* ».

Pour Ph. H. KUENEN (1964), ces caractères de nature et de texture sont propres aux « *turbidites* », dépôts atypiques de la plaine abyssale, dus aux courants de turbidité.

Enfin, mis à part les dépôts remaniés, « re-déposés », **une nette évolution dans la sédimentation se fait sentir, de haut en bas, dans les carottes. Elle se traduit, pour l'essentiel, par une diminution du calcaire, une régression ou une disparition des sulfures, une augmentation nette des teneurs en argile et en azote.** Cette évolution dans la composition du sédiment qui se fait rarement par variations brutales semble, dans plusieurs cas, pouvoir être corrélée avec une « *zonation climatique* ».

En somme, le problème posé est de savoir s'il y a relation de cause à effet entre les origines de cette zonation et les variations des teneurs relatives de certains constituants du sédiment, donc une modification dans la sédimentation. Nous l'avons déjà formulé au début de ce paragraphe. Avant d'y réfléchir davantage, nous pensons qu'un phénomène de cet ordre de grandeur n'a pu être localisé à la seule marge continentale algérienne et qu'il est nécessaire, avant d'affirmer son importance, d'en rechercher les effets éventuels ailleurs, sur la bordure nord du bassin algéro-baléares par exemple.

Source : MNHN, Paris

B. QUELQUES ASPECTS DE LA SÉDIMENTATION SUR LA BORDURE SEPTENTRIONALE DU BASSIN ALGÉRO-BALÉARES.

Ayant eu la possibilité d'effectuer quelques prélèvements sur la pente continentale espagnole (à proximité du cap Palos) et au niveau des abords sud des îles Baléares, nous avons pensé qu'il était souhaitable de les étudier et ainsi de dégager quelques aspects (aussi fragmentaires soient-ils) de la sédimentation dans une région sous-marine qui délimite au Nord le bassin algéro-baléares. Cette étude, très sommaire d'ailleurs, présente en outre l'avantage de permettre une comparaison et ainsi de mieux caractériser la sédimentation sur la bordure algérienne.

I — SUR LA PENTE CONTINENTALE AU LARGE DU CAP PALOS

Deux dragages : D. T. 1 et D. T. 2.

a) Les sédiments du dragage D.T. 1.

(φ = 37° 32′ N; G = 0° 30′ 2 W; profondeur = 670 m).

C'est une boue jaune, fluide, onctueuse, de nature calcaréo-argileuse dont les éléments figurés se répartissent entre les trois phases granulométriques dans les proportions suivantes : pélites 52,2 %, aleurites 45,1 %, arénites 2,7 %.

— **Le calcaire** : 41,5 % est le principal constituant de ces boues. Il forme la quasi-totalité de la **fraction arénitique** du sédiment. Dans cette fraction, on trouve en effet une microfaune très riche en Foraminifères d'eaux tempérées chaudes à subtropicales dominé par *Globorotalia inflata* avec *Orbulina universa, Globorotalia truncatulinoïdes, Globigerinoïdes ruber* rose et blanc, *Globigerinoïdes sacculifer*, etc...

Les espèces benthiques avec *Uvigerina peregrina, Robulus orbicularis, Gyroïdina soldanii, Planulina, Cassidulina, Nonion*... sont un peu moins fréquentes que les formes planctoniques.

A cette biocénose s'ajoutent de rares Ostracodes et des débris d'Echinodermes (Oursins limnivores à radioles spatulés). Une bonne partie de la fraction aleuritique grossière (25-100 μ) se compose de débris de Foraminifères adultes ou de formes juvéniles; l'ensemble des deux fractions granulométriques renferme ainsi 20 % du calcaire total. Par ailleurs, la quasi-totalité de la **fraction aleuritique fine** (2-25 μ) est formée par des Coccolithes soit environ 54 % du calcaire total ce qui représente de 20 à 25 % du sédiment total sec. Le reste du calcaire : 26 %, se situe dans la fraction pélitique du sédiment en micro-cristaux ou micro-granules.

Presqu'aussi abondants que le calcaire, les **minéraux des argiles** : 40,5 %, sont pour l'essentiel au nombre de deux : l'illite (et interstratifiés) : 70 à 80 %, la **kaolinite** : 20 à 30 %. La présence de chlorite est probable.

La **fraction siliceuse** ne constitue plus ici que 18 % du sédiment. Elle se compose principalement de quartz fins (60 à 80 μ) anguleux, parfois ferrugineux, de nombreux spicules d'Eponges et Radiolaires.

Source : MNHN, Paris

Les constituants mineurs en quantité notable sont d'une part la matière organique et d'autre part l'hydroxyde de fer.

Les boues jaunes contiennent relativement peu de matières organiques, la teneur en carbone ne dépasse pas en effet 0,45 % pour 0,071 % d'azote (C/N = 6,3).

Pour un sédiment constitué, pour presque la moitié, par du calcaire, la teneur en fer oxydé soluble : 2 % environ, est relativement élevée par rapport aux 0,45 % du fer réduit mis en solution. Cela tient au fait que si la glauconie en remplissage ou moule interne est rare, il n'en va pas de même pour l'hydroxyde de fer (gœthite) qui remplit ou pigmente un grand nombre de Foraminifères : *Orbulina universa, Globorotalia inflata*, etc... Son authigenèse récente et actuelle ne fait, en première analyse, aucun doute.

Aucune trace de sulfure n'a été décelée.

b) Les sédiments du dragage D.T. 2.

($\varphi = 37° 30' 6$ N; $G = 0° 28' 1$ W; profondeur = 1 260 m).

Il s'agit d'une boue jaune qui ne se différencie du sédiment précédent que par quelques nuances. Les éléments grossiers : arénitiques, y sont en effet plus abondants : 8,5 % pour 44,7 % d'aleurites et 46,5 % de pélites. Cette augmentation de la teneur en arénites est due uniquement au très grand développement des Foraminifères, surtout planctoniques, qui enrichit, par ailleurs, le sédiment en calcaire : 44 % pour 36 % d'argiles et 20 % de sablon siliceux. Comme précédemment, cette microfaune se caractérise par la très grande abondance de deux espèces : *G. inflata* et *Orbulina universa* tandis qu'apparaissent des formes agglutinantes et encroûtantes du type de *Bathysiphon* et *Ammolagena*.

En ce qui concerne les argiles, la présence de chlorite semble se confirmer et les minéraux phylliteux seraient en définitive répartis suivant les proportions : 60 % d'illite (et interstratifiés), 20 % de chlorite, 20 % de kaolinite.

La teneur en carbone organique est faible : 0,39 % pour 0,071 d'azote ce qui donne un rapport C/N = 5,4 inférieur au cas précédent.

Si l'on en juge d'après ces deux échantillons la sédimentation dans cette région de la pente continentale espagnole se caractérise par un faciès calcaréo-argileux : une boue à illite, Coccolithes et Foraminifères. La fréquence de *G. inflata*, tout à fait remarquable dans ces sédiments, a déjà été notée par C. Colom (1954) et justifie dans une certaine mesure l'appellation de « boues à Globigérines » donnée parfois aux sédiments de la Méditerranée occidentale.

Ces dépôts sont tout à fait comparables aux boues calcaréo-argileuses de la vallée de La Galite (aile orientale du précontinent algérien).

II — SUR LES ABORDS SOUS-MARINS DU SUD DES ILES BALÉARES

a) Les dragages du banc de « l'Émile Baudot ».

La plate-forme péri-insulaire de l'île Majorque dessine vers le Sud-Ouest un éperon précédé par un haut-fond : le banc de « l'Emile Baudot » au sommet duquel nous avons effectué un prélèvement : le dragage D.T. 12 ($\varphi = 38° 42' 2$ N, $G = 2° 29'$ E, profondeur : 145-155 m).

C'est un sable et gravier calcaire à Algues, plus ou moins argileux. Il est constitué en effet par de très nombreuses concrétions de *Lithophyllum*, des débris de Bryozoaires, des Ptéropodes et des valves d'Ostracodes. En outre, ce sable calcaire renferme un grand nombre de Foraminifères en

Source : MNHN, Paris

majorité benthiques : *Pyrgo, Quinqueloculina, Spiroculina, Robulus, Elphidium, Cibicides, Lagena, Cancris, Marginulina, Lagenodoria, Textularia,* etc.

Ce sédiment est un des rares témoins des faciès qui se développent par petits fonds en pleine mer, c'est-à-dire très éloignés du littoral, de toute influence côtière, de toute sédimentation détritique terrigène. A cet égard, les sables et graviers calcaires du banc de « l'Emile Baudot » sont à rapprocher de ceux du banc Le Sec et du plateau de La Galite.

Sur le flanc Est de ce haut-fond, un dragage par 900 mètres de profondeur : D.T. 13 ($\varphi = 38° 41'$ N, $G = 2° 33' 4$ E) a prélevé une vase jaune, granuleuse, exceptionnellement riche en calcaire : 67 %. La composition granulométrique de ce sédiment : 41 % de pélites, 46 % d'aleurites, 13 % d'arénites, montre que la proportion de particules arénitiques est très élevée ce qui en fait, d'après notre système de classification, une vase;

Le calcaire se distribue comme suit :

— calcaire pélitique : 29 %
— calcaire aleuritique fin : 35 %
— calcaire aleuritique grossier : 25 %
— calcaire arénitique : 11 %

Les Foraminifères entrent pour plus des 4/5 dans les deux derniers pourcentages, les Ptéropodes constituent le reste. Les Foraminifères sont donc, pour une grande part, à l'origine des 67 % du calcaire qui constituent ce sédiment. Quatre espèces sont particulièrement abondantes : *Globorotalia truncatulinoïdes, Globigerinoïdes ruber* rose et blanc, *Orbulina universa* et *Globorotalia inflata* qui domine largement tout le lot.

La quasi-totalité du **calcaire aleuritique** fin est formée par des Coccolithes soit environ 25 à 30 % du $CaCO_3$ total. La proportion de calcaire pélitique est très rarement aussi faible (29 %).

L'illite et les interstratifiés (70 %), **la kaolinite** (30 %) sont les principaux minéraux des argiles dont l'association ne représente plus ici que 21,5 % du sédiment total. Quant à la **fraction siliceuse** : 11,5 % formée par un sablon quartzeux à grains très anguleux et spicules d'Eponges, elle n'a jamais jusqu'ici, atteint une teneur aussi faible.

Il en est de même pour les constituants mineurs :

— la matière organique avec $C = 0,33$ %, $N = 0,052$ % ($C/N = 6,2$),
— le fer oxydé soluble : 1,02 %,
— le fer réduit soluble : 0,17 %.

Aucune trace de sulfure n'a été décelée à l'analyse.

Le flanc Est du banc de «l'Emile Baudot » se singularise donc par le faciès particulier de sa couverture sédimentaire : une vase calcaire dont la composition schématiquement estimée est la suivante :

— Foraminifères : 25 % (dont plus de 50 % de Globigérines),
— Coccolithes : 20 %,
— Ptéropodes : 5 %,
— calcaire microgranulaire ou microcristallin : 20 %,
— illite et interstratifiés : 15 %,
— kaolinite : 5 %,
— quartz et spicules d'Eponges : 10 %,
— matières organiques et oxydes de fer : 1 %.

C'est là véritablement une « vase à **Globigérines** » généralement appelée : « *boue à Globigérines* ».

b) La carotte C.T. 3.

($\varphi = 38° 56' 8$ N; $G = 2° 15'$ E). Cette carotte de 2,20 m de longueur a été prélevée dans le fond d'un petit bassin (1 000 m), dépression de la plate-forme sous-marine des îles Baléares entre Majorque et Ibiza.

On a constaté que du haut en bas de cette carotte, des boues « *jaunes* » qui montrent en fait quelques nuances : plutôt beiges au sommet, plutôt jaunes en-dessous, passent à des boues grises

Source : MNHN, Paris

lesquelles surmontent environ 80 cm de carotte où alternent des boues grises à passées noires et des boues brunes. Cette description est très schématique car les teintes sont en fait beaucoup plus variées, dans une gamme allant de l'orange au gris. En dessous, le sédiment est de couleur plus homogène : gris bleuté à gris verdâtre, ce sont les boues « bleues ».

TABLEAU 46

Importance relative des trois phases granulométriques dans les sédiments de la carotte C. T. 3.

Niveaux	% Pélites	% Aleurites	% Arénites
Sommet			
1	63,8	30,8	5,4
2	63,8	31,3	4,8
3	53,4	40,8	5,7
4	58,2	38,2	3,5
5	42,3	56,4	1,3
6	39,8	58,1	1,1
7	54,1	41,3	4,6
8	56	40,4	3,6
9	57,7	38,9	3,4
10	45	50,1	4,7
11	56	40,3	3,6
12	56	40,6	3,5
Base			

TABLEAU 47

Répartition granulométrique du calcaire dans les sédiments de la carotte C. T. 3.

Niveaux	% Calcaire pélitique	% Calcaire aleuritique fin	% Calcaire arénitique et aleuritique fin
Sommet			
1	54,9	30,6	14,4
2	58,1	28,6	13,2
3	49,4	33,5	17,1
4	56,4	31,2	11,5
5	32,5	52,2	15,2
6	29,8	54,7	15,4
7	49,8	33,6	16,5
8	52,2	34,2	13,5
9	54	32,2	13,7
10	42,4	41,4	16,1
11	50,3	35,7	14
12	51,9	30,5	17,5

Du point de vue granulométrique, le sédiment est hétérogène (tableau 46). Au sommet, la quantité de pélites et d'arénites est maximum, puis passe par un minimum vers la moitié de la carotte et croît à nouveau vers la base. Les teneurs en aleurites suivent une évolution inverse.

Cette hétérogénéité est le reflet de notables fluctuations dans l'importance relative et la nature des constituants majeurs. On constate en effet (planche VII) que pour une moyenne très élevée de

Source : MNHN, Paris

51,1 %, les teneurs en **calcaire** passent de 60 % au sommet à moins de 40 % (de 60 à 90 cm) puis se stabilisent vers la base entre 50 et 55 %. L'importance de la **fraction siliceuse** fluctue d'une manière symétriquement opposée tandis que les teneurs en argiles comprisent entre 25 et 30 % sauf au sommet où un maximum est atteint : 32 %. Ces fluctuations se traduisent imparfaitement par l'intercalation au sein des boues calcaréo-argileuses de sédiments calcaréo-siliceux.

Le calcaire est à nouveau le constituant dominant. Mais contrairement à D.T. 12, la moitié en moyenne du $CaCO_3$ se situe dans la fraction pélitique du sédiment sauf dans les niveaux particuliers 5 et 6 (tableau 47) alors que 11 à 18 % seulement est sous forme d'aleurites grossières et d'arénites. Nous pensons qu'on ne peut totalement exclure la possibilité de trouver, dans ce calcaire pélitique, avec des microgranules détritiques et des débris de Coccolithes, des microcristaux de précipitation chimique (biochimique ou physico-chimique). Les Coccolithes sont très abondants dans la fraction aleuritique fine et on estime qu'ils constituent de 20 à 30 % du calcaire total avec, peut-être, un maximum de 40-50 % dans les niveaux 5 et 6.

Bien que n'intervenant que pour 5 à 10 % dans le calcaire total, les Foraminifères forment des associations dont les fluctuations sont riches d'enseignement. Au bas de la carotte (niveau 12), une concentration de débris d'Ecbinodermes (plaques et radioles spatulés) se mêlent à une biocénose de Foraminifères comprenant 70 % de formes pélagiques dont les espèces les plus fréquentes sont : *Globorotalia inflata, Globigerina quinqueloba, Globigerina pachyderma*. Les Foraminifères benthiques sont caractérisés par l'association des espèces : *Epistoma elegans, Cibicides floridanus* avec des *Miliolidae : Pyrgo depressa, P. bulloïdes, Quinqueloculina*.

A partir du niveau 8, la proportion d'espèces planctoniques adultes (surtout celles de grande taille) diminue progressivement pour ne plus représenter que 10 à 20 % de la totalité des Foraminifères. Parallèlement, la microfaune benthique s'enrichit en *Hyalinea baltica, Miliolidæ, Nonion, Uvigerina* alors qu'Ostracodes et Ptéropodes succèdent aux débris d'Oursins dans les niveaux 5 et 6.

Vers le sommet (de 4 à 2), les formes planctoniques se multiplient à nouveau, principalement *G. inflata* et *G. ruber* blanc; *G. ruber* rose et *G. truncatulinoïdes* apparaissent. Plus haut, les espèces benthiques se raréfient considérablement, l'association : *Cibicides, Epistoma, Miliolidæ* n'existe plus. Seuls quelques gros *Eponides* se rencontrent encore d'une façon sporadique dans les préparations. Par contre, on assiste, parallèlement, à un grand développement de *G. inflata, G. truncatulinoïdes, G. ruber* rose et *G. sacculifera*. Les Ostracodes et les Ptéropodes sont rares.

Sur deux mètres d'épaisseur de sédiment se succèdent ainsi des associations de Foraminifères différentes et, d'une manière plus générale, des biocénoses différentes. Bien que n'étant pas spécialiste, ce fait a été suffisamment évident pour attirer notre attention. D'ailleurs de telles fluctuations se retrouvent dans la distribution relative des espèces planctoniques choisies pour l'étude biostratigraphique (fig. 85). Il semble en effet que se soient succédées, dans ce bassin, des eaux tempérées, puis tempérées froides à subarctiques, marquées par la diminution du nombre d'espèces et d'individus et par l'augmentation de fréquence de *G. scitula*. Ces eaux ont été ensuite remplacées par d'autres moins froides puis tempérées chaudes à subtropicales, du type actuel, marquées par la disparition ou la raréfaction de *G. pachyderma, G. scitula* et *G. quinqueloba* de même que d'un grand nombre d'espèces benthiques.

L'association illite-interstratifiés (70 %), **kaolinite** (30 %) constitue près du tiers du sédiment au sommet de la carotte, dans la zone I. La chlorite a été décelée dans les niveaux sous-jacents et il est possible que localement les proportions relatives des minéraux phylliteux se modifient de la façon suivante :

— illite et interstratifiés : 70 %,
— chlorite : 20 %,
— kaolinite : 10 %.

La fraction siliceuse, presque négligeable dans les sédiments de la zone I (10 %) atteint 35 % au niveau des boues calcaréo-siliceuses de la partie supérieure de la zone I (fig. 85 et pl. VII). A cet endroit, le sablon quartzeux à spicules d'Eponges et Radiolaires s'enrichit considérablement en quartz, micas, fins débris de roches et minéraux.

Tous les résultats d'analyse des constituants mineurs : carbone organique, azote, soufre de la pyrite, fer oxydé soluble mettent en évidence deux fluctuations nettes dans la distribution relative de chacun d'entre eux.

La première, la plus importante, se situe à peu près au niveau du passage des boues calcaréo-argileuses aux boues calcaréo-siliceuses qui coïncide aussi avec la fin des *boues bleues*. En quelques

Source : MNHN, Paris

trente centimètres, les teneurs en carbone organique passent de 0,7 % à 0,4 %, l'azote de 0,100 % à 0,075 %, le soufre de la pyrite de 0,10 % et 0,02 %, le fer oxydé soluble de 1,07 % à 1,25 %.

La deuxième fluctuation se trouve près du sommet de la carotte, à la hauteur du passage des boues grises aux boues jaunes. Elle se traduit par une brusque diminution des teneurs en carbone organique, en fer réduit soluble, par la disparition de la pyrite et une augmentation des teneurs en azote et en fer oxydé soluble. Elle est aussi nettement soulignée par une augmentation brutale du calcaire et de l'argile accompagnée d'une diminution concomitante de la quantité de sablon siliceux contenue dans le sédiment.

Ces deux discontinuités sont en tout point corrélables avec les modifications faunistiques et l'interprétation « climatique » qui en découle partiellement; la première coïncide avec l'arrivée dans le bassin d'eaux tempérées froides à subarctiques alors que la seconde souligne l'épisode à eaux tempérées chaudes ou subtropicales.

Cette carotte apporte donc un élément de réponse favorable à la question posée dans le paragraphe précédent : il y a, en règle générale, corrélation entre zonation « climatique » et stratification lithologique.

c) Les travaux antérieurs.

A propos de l'étude des sédiments carottés à la station 019 (Swedisb Deep Sea Expedition) par 1 850 m de fond, sur la pente péri-insulaire des Baléares (au sud de l'île Minorque), R. Todd (1958) a mis en évidence une « *zonation climatique* ». Un épisode « *chaud* » du sommet (jusqu'à 50 cm) recouvre un épisode plus « *froid* » de 50 à 530 cm, lui-même superposé à une autre période chaude, la base de la carotte étant « *froide* ». Les espèces de Foraminifères planctoniques sont très abondantes. Les espèces benthiques sont variées avec beaucoup de Milioles. La présence de matériel déplacé en provenance de régions beaucoup plus profondes n'est pas certaine quoique *Ammonia beccarii* ait été aperçu dans deux niveaux.

Par ailleurs, l'auteur signale que différents horizons de la carotte sont colorés en orange sans préciser davantage; ces niveaux, qui existent dans C.T. 3, se situent en général dans les boues jaunes.

S. Duplaix (1958) a étudié le prélèvement 47 compris entre les cotes 337 et 338 cm dont la partie sablonneuse contient de très abondants Foraminifères et coquilles. Cet auteur n'a observé que très peu de minéraux lourds : tourmaline, zircon, grenat, épidote, zoïsite, amphibole, du quartz, des feldspaths, de la glauconie et quelques grains d'oxyde de fer.

Du point de vue de la pétrographie, les sédiments de la bordure septentrionale du bassin algéro-baléares sont donc différents des dépôts de la bordure méridionale (algérienne). Des vases calcaires aux boues calcaréo-argileuses, le calcaire devient le constituant principal des sédiments. Le rôle des Foraminifères et des Coccolithes est déterminant. Toutefois, l'éventualité d'une précipitation chimique du $CaCO_3$ n'est pas à exclure. Ces sédiments à Foraminifères, Coccolithes et illite, qui localement, méritent parfois l'appellation de « **boues à Globigérines** », prennent en surface l'aspect de « **boues jaunes** ». Ces boues tapissent sur plusieurs dizaines de centimètres les fonds de cette région, recouvrant uniformément les « *boues bleues* » sous-jacentes. L'authigenèse d'hydroxyde de fer (gœthite) qui succède à celle de la pyrite atteste l'état oxydant du milieu de dépôt.

Cependant **cette différence de nature** entre les sédiments des bords Nord et Sud du bassin **s'estompe fortement lorsqu'on se rapproche des ailes orientale ou occidentale de la bordure algérienne. Les sables et graviers calcaires à Algues, Bryozoaires et Foraminifères du banc de « l'Emile Baudot » rappellent à beaucoup d'égards les sables et graviers calcaires du plateau continental algérien.**

Quoiqu'il en soit, ces différences ou identités lithologiques, ne masquent pas l'analogie fondamentale qu'on a remarqué dans la partie superficielle (récente) du recouvrement sédimentaire des deux régions : **une zonation biostratigraphique s'accompagne de modifications discrètes ou brutales dans la sédimentation.**

Source : MNHN, Paris

C. QUELQUES ASPECTS DE LA SÉDIMENTATION DANS LA PLAINE ABYSSALE DES BASSINS ALGÉRO-BALÉARES ET PROVENÇAL

I — UN EXEMPLE DE LA SÉDIMENTATION DANS LA PLAINE ABYSSALE DU BASSIN PROVENÇAL

La carotte C. 1 Géomed. I a été prélevée au Nord-Est de l'île Minorque ($\varphi = 41° 30'$ N, $G = 6° 05'$ 4 E, 2 418 m) dans le delta sous-marin du Rhône près du carottage 018 de Petterson et 16 de Bourcart (1962 a), sur une colline abyssale. Ce relief probablement d'origine diapirique (dôme de sel), fait partie des collines abyssales baléares définies par Ménard, Smith et Pratt (1965). Le delta sous-marin du Rhône est sillonné de chenaux dans lesquels les dépôts de sables profonds doivent être importants et fréquents comme le laisse prévoir l'étude de la carotte 018 par S. Duplaix (1958 b), les travaux de Van Andel (1955) et les 0,52 m de sable à la base de la carotte 16.

a) Composition des sédiments de la carotte C. 1 géomed. I.

Cette carotte C. 1 Géomed. 1 présente dès l'abord des zones diversement colorées (pl. X). Du sommet vers la base se succèdent une boue brune (ocre) et une boue jaune (70 premiers centimètres). Elles reposent sur un sédiment de couleur très foncée que nous avons appelé *« boue noire »*

En dessous, les boues jaunes réapparaissent sur 40 cm puis passent à un sédiment de couleur grise et à des boues noires. Vers 3,80 m, un fin niveau de teinte claire (jaune) s'intercale entre des sédiments de couleur plus foncée : noire au-dessus, grise en dessous. La base de la carotte est de couleur noire.

Cette zonation de teintes s'accompagne, dans l'ensemble, de variation de teneur en eau : pour une teneur moyenne de 38,5 %, on a 43 à 45 % d'eau dans les bones jaunes, 35 % et moins dans les boues noires.

De telles fluctuations verticales se retrouvent aussi dans l'importance relative des constituants majeurs :

1) pour une moyenne de 35,6 %, les teneurs en calcaire sont maxima dans les boues jaunes : plus de 50 % et minima dans les boues noires : 30 %,

2) pour une moyenne de 32,9 %, les pourcentages de la fraction siliceuse sont minima dans les boues jaunes : moins de 20 % et maxima dans les boues noires : plus de 45 %.

Bien que cela soit beaucoup moins net, il en est de même pour les argiles (illite et interstratifiés, chlorite, kaolinite) dont la teneur minimum de 20 % est atteinte dans les boues noires. Comme dans toutes les carottes étudiées précédemment, la quantité d'argiles contenue dans le sédiment augmente au sommet : 35 % pour 31 % de moyenne.

Ces modifications ordonnées dans le rapport des trois constituants majeurs se traduit d'ailleurs de deux manières :

— dans la texture du sédiment (Tableau 48), il apparaît en effet, que sauf au sommet, les quantités d'aleurites et d'arénites sont respectivement maxima et minima dans les dépôts de teinte claire et particulièrement dans les boues jaunes;

Source : MNHN, Paris

— dans la superposition de différents sédiments : silico-calcaires, calcaréo-siliceux et la substitution, en tant que constituants dominants, des argiles aux sablons siliceux dans la moitié supérieure de la carotte où l'on a constaté la stratification suivante :
boue silico-calcaire — calcaréo-siliceuse — calcaréo-argileuse — argilo-calcaire.

Cette succession pourrait parfaitement servir d'exemple à la notion de séquence lithologique. Une telle séquence est en fait d'un type très particulier. Elle n'apparaît pas en effet dans la série sédimentaire fondamentale des Géologues : grès - argiles - calcaire, avec argiles - marne - calcaire, car incluse tout entière dans le terme marne.

Par ailleurs, l'échelle des durées n'est pas comparable, pas plus que l'ordre de succession des dépôts. On peut cependant considérer cette stratification comme une *sous-séquence* ou *micro-séquence* apparaissant au cours du développement de l'un des termes de la série fondamentale : la sédimentation argileuse ou marneuse.

TABLEAU 48

Importance relative des trois phases granulométriques dans les sédiments de la carotte C. I Gèomed. I.

Niveaux	% Pélites	% Aleurites	% Arénites
Sommet			
1	49,23	49,09	1,66
2	49,50	48,75	1,73
3	50,73	47,77	1,49
4	50,85	48,01	1,13
5	46,57	52,09	1,33
6	29,12	68,99	1,87
7	43,33	55,60	1,05
8	47,34	51,60	1,04
9	47,08	51,87	1,07
10	58,24	35,50	6,24
11	48,96	48,84	2,19
12	41,08	58,44	0,46
13	48,86	49,90	1,23
14	45,87	52,84	1,28
15	61,09	31,59	7,30
16	51,50	46,01	2,47
17	49,04	50,03	0,92
18	47,09	47,85	5,04
19	41,29	55,90	2,80
20	48,93	47,98	3,07
21	47,67	49,82	2,49
22	51,39	46,06	2,54
23	33,91	64,18	1,89
24	42,07	56,35	1,59

Le calcaire arénitique et aleuritique grossier, qui constitue de 5 à 15 % du $CaCO_3$ total, se compose pour l'essentiel de Foraminifères avec çà et là des débris d'Echinides, quelques Ptéropodes et Ostracodes. Les Foraminifères benthiques *Spiroloculina*, *Quinqueloculina*, *Pyrgo*, etc., sont rares. Toutefois, dans deux niveaux (16 et 17) l'espèce *Bulimina aculeata* est représentée par un grand nombre d'individus.

Les formes planctoniques habituelles (adultes) sont très abondantes; parmi celles-ci : *Globigerina quinqueloba*, et *Globigerina bulloïdes* sont dominantes. Les Coccolithes, très fréquents dans la fraction aleuritique fine, forment de 20 à 40 % du calcaire total soit de 5 à 15 % du sédiment environ. Le calcaire pélitique représente en moyenne moins de 50 % du calcaire total sauf deux exceptions dans les boues jaunes intercalées des niveaux 10 et 15 où il atteint 55 et 66 %.

Source : MNHN, Paris

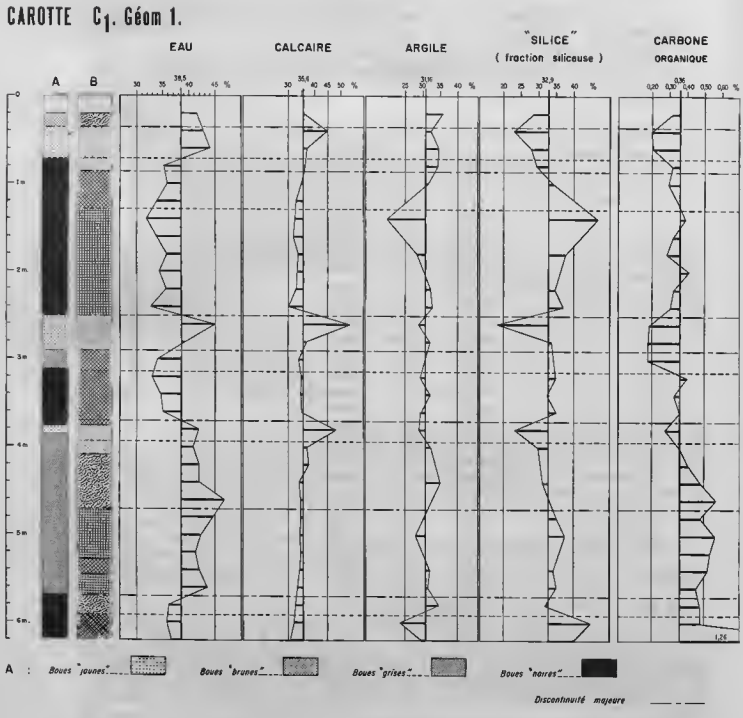
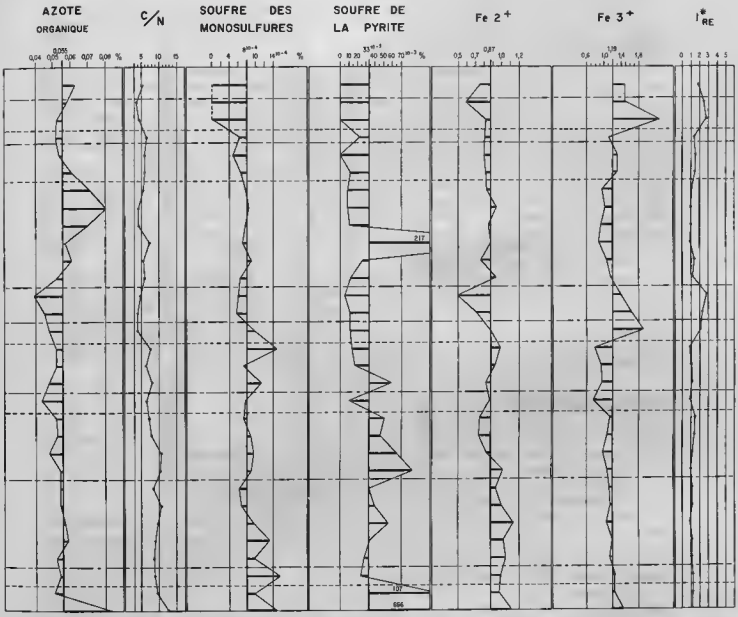


PLANCHE X

Composition des sédiments de la carotte C. 1 Géomed. 1. (Les traits gras verticaux représentent les teneurs moyennes).

Source : MNHN, Paris



B : Boues argilo - calcaires Boues calcaréo – argileuses Boues calcaréo - siliceuses Boues silico – calcaires

Discontinuité mineure

Source : MNHN, Paris

La fraction siliceuse dont nous avons évoqué précédemment les fluctuations du haut en bas de la carotte, se compose d'un sablon à quartz, feldspaths et micas. La biotite est presque toujours plus ou moins chloritisée voire même totalement transformée en chlorite; la muscovite n'est pas rare. Parmi les minéraux accessoires les plus fréquents, nous avons noté : l'épidote, l'amphibole, la tourmaline. La glauconie a été décelée. Dans les boues noires où la quantité de sablon est maximum, les débris de schistes et micaschistes sont abondants.

Cette composition présente, en première analyse, une grande similitude avec celle des passées sablonneuses de la carotte 018 prélevée plus au Nord et étudiée par S. Duplaix (1958). A ces sablons détritiques s'ajoutent quelques Radiolaires beaucoup moins fréquents que dans D. T. 1, D. T. 2 et C. T. 3 et de nombreux spicules d'Eponges siliceuses.

De même que pour les constituants majeurs, la distribution des constituants mineurs n'est pas homogène du haut en bas de la carotte C. 1 Géomed. I. La teneur moyenne en matière organique est faible : C = 0,36 %, N = 0,055 %. On constate (planche X) qu'avec 0,20 % et moins, les boues jaunes sont très pauvres en carbone organique; par contre les boues noires de la base, avec 1,26 % sont relativement riches. Les teneurs en azote, qui ne suivent pas une évolution identique en tout point à celles du carbone, déterminent un rapport C/N voisin de 5 dans la moitié supérieure de la carotte, voisin de 10 dans la moitié inférieure.

Les monosulfures, non décelés au sommet, existent à l'état de traces dans presque tout le reste de la carotte sauf vers la base. De même que pour la pyrite, ils ne sont pas répartis d'une façon homogène au sein du sédiment mais concentrés en lits dans certains niveaux particuliers dont beaucoup ont dû échapper à l'analyse. En ce qui concerne la pyrite, le niveau à 0,217 % de soufre, qui apparaît dans un sédiment dont la teneur moyenne ne dépasse pas 0,020 % en est un exemple. A la base de la carotte, une forte concentration en pyrite (0,107 % et 0,66 % de S.), correspond par ailleurs à une accumulation de matières organiques.

La pyrite se présente surtout sous la forme de gros amas de microgranules ou de microcristaux dans lesquels des Foraminifères sont fréquemment enrobés. Ce minéral authigène disparaît dans les boues jaunes, au sommet de la carotte, ou tout au plus, ne persiste qu'à l'état de traces. Les teneurs en Fe^{3+} et de Fe^{2+} solubles et leur rapport (I^{*}_{re}) soulignent peut-être mieux que les sulfures (une pollution au moment du prélèvement n'étant pas à exclure) les zones constituées en milieu réducteur : les boues noires, en milieu oxydant : les boues jaunes. Ceci est confirmé par l'observation directe d'hydroxyde de fer en remplissage, moule interne ou épigénisation dans les boues jaunes.

Biostratigraphie (fig. 86).

La biostratigraphie de la carotte C. 1 Géomed. I a été beaucoup plus délicate à déterminer que celle de toutes les autres carottes. Trois causes sont à l'origine de ces difficultés :

— le petit nombre d'espèces « *chaudes* » même au sommet de la carotte,
— la prolifération d'espèces comme *G. quinqueloba* et *G. scitula*,
— l'augmentation du nombre des zones.

Par ailleurs, afin que notre analyse soit homogène, nous n'avons pas tenu compte de *Globigerina bulloïdes* qui, dans certains niveaux, fait partie des espèces dominantes. Nous pensons aussi que l'épanouissement de *G. bulloïdes*, *G. quinqueloba*, et *Globorotalia scitula*, la présence de ces espèces et de *G. pachyderma* jusqu'au sommet, l'apparition pour la première fois de *G. pachyderma* sénestre (50 %) à 4,40 m, sont des indices d'une température moyenne des eaux plus basses que dans les cas précédents.

Globigerina pachyderma dont le test s'est enroulé à gauche n'existe actuellement que dans les eaux arctiques ou antarctiques. Le changement de sens d'enroulement de cette espèce (de sénestre à dextre) est d'ailleurs couramment utilisé pour repérer la fin de l'épisode « *glaciaire* » dans les carottes de l'Atlantique. Remarquons dans C. 1 Géomed. I, que l'apparition de cette forme sénestre précède une prolifération de *G. quinqueloba*, *G. pachyderma* (dextre) et la disparition simultanée de *G. inflata*, *G. scitula* et de toutes les espèces « *chaudes* ».

Enfin, la persistance de *G. truncatulinoïdes*, vers la base de la carotte, parmi une association d'espèces « *froides* », est une anomalie. Toutefois, le sens d'enroulement de 90 % des individus de cette espèce est dextre alors que dans les niveaux supérieurs et dans les autres carottes, il est sénestre pour à peu près le même pourcentage d'individus. En première analyse, on peut donc considérer ce changement d'enroulement comme une adaptation de l'espèce à des conditions hydrologiques plus rigoureuses.

Source : MNHN, Paris

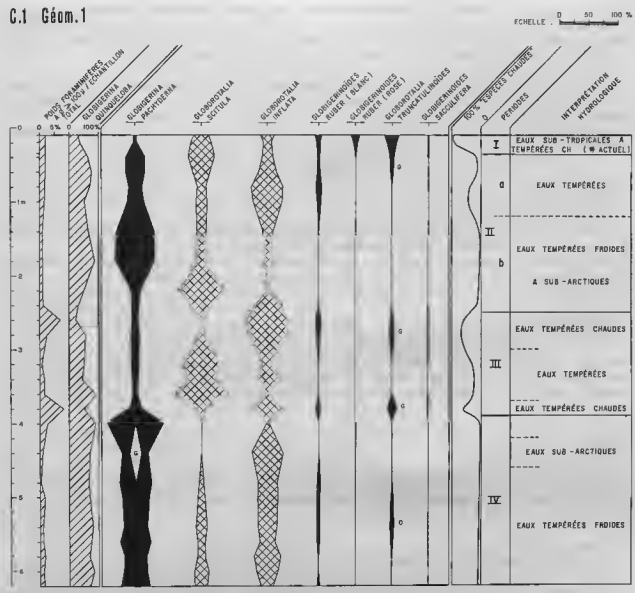


FIG. 86. — Distribution de quelques espèces de Foraminifères planctoniques. Interprétation hydrologique et « *climatique* ».

En définitive, on distingue quatre zones qui correspondent à quatre épisodes :

— épisode I à eaux subtropicales ou plutôt tempérées chaudes, commun à toutes les carottes,

— épisode II subdivisé en II a à eaux tempérées pendant lequel disparaissent toutes les espèces chaudes, II b à eaux tempérées froides ou subarctiques,

— épisode III, à eaux probablement tempérées, limité en haut et en bas par deux périodes à eaux tempérées chaudes ou subtropicales,

— épisode IV pendant lequel les deux furent froides, avec peut-être un maximum de froid souligné par *G. pachyderma* sénestre.

Remarquons que le passage des épisodes II à III et III à IV fut très probablement rapide. La sous-zone IIa est en fait un peu particulière, il s'agit sans doute d'une transition et on peut tout aussi bien l'intégrer à la zone I.

Les résultats de notre analyse biostratigraphique nous ont amené à formuler une interprétation qui diffère notablement de celle proposée par R. Todd pour la carotte 018 (9,33 m de longueur). L'auteur considère en effet que seul le sommet et la base contiennent une microfaune « *chaude* ».

Source : MNHN, Paris

R. Todd a constaté en outre que G. *inflata* est absente de la quasi-totalité de la carotte sauf du sommet ce qui n'est pas le cas en ce qui nous concerne. Par contre, dans les deux carottes, il n'a été généralement observé qu'un petit nombre d'espèces avec beaucoup d'individus pour chaque espèce « *froide* ». Les formes benthiques semblent aussi rares dans l'un et l'autre prélèvement.

Ainsi, de même que dans plusieurs autres carottes prélevées sur les bordures du bassin algéro-baléares, principalement sur la pente continentale algérienne, on a pu déterminer dans C. 1 Géomed. 1 une zonation biostratigraphique. Il suffit de comparer la figure 86 et le diagramme de la planche X pour s'apercevoir qu'il existe une relation nette (pas nécessairement une corrélation étroite) entre la stratification des dépôts et la zonation biologique. On a pu mettre en évidence que :

1) les boues jaunes, généralement calcaréo-argileuses ou argilo-calcaires, formées en milieu oxydant, pauvres en matières organiques, très hydratées, se sont déposées principalement pendant des épisodes chauds;

2) les faciès dominants des zones plus « *froides* » sont des boues grises à noires calcaréo-siliceuses ou silico-calcaires pour la plupart;

3) le passage d'un épisode froid à un épisode chaud est accompagné par une diminution sensible de la quantité de sablon siliceux dans le sédiment et vice-versa;

4) l'épisode III avec ses deux sous-zones « *chaudes* » sépare en fait la partie supérieure du reste de la carotte relativement plus riche en eau, en matière organique et en sulfures;

5) la série lithologique de la moitié supérieure de C. 1 Géomed. 1 : boues silico-calcaires — boues calcaréo-siliceuses — boues calcaréo-argileuses — boues argilo-calcaires, soit, si on ne considère que le constituant principal : sablon détritique - argiles héritées, s'inscrit dans les épisodes I et II pendant lesquels s'est très probablement déroulée une « *séquence climatique* ».

En somme, à l'instar de C.T. 3 (Baléares) et de la plupart des autres carottes, il y a concomitance entre les fluctuations d'ordre écologique du plancton des eaux marines et les variations en nature et en quantité des apports détritiques terrigènes. Ce fait ne peut s'interpréter qu'en faisant appel à un contrôle commun aux deux phénomènes : le climat.

II — QUELQUES DONNÉES SUR LA SÉDIMENTATION DANS LA PLAINE ABYSSALE DU BASSIN ALGÉRO-BALÉARES EXTRAITES DE TRAVAUX ANTÉRIEURS

Trois des carottes étudiées précédemment proviennent de la plaine abyssale ou tout au moins de sa bordure : C.T. 9, C.T. 4, C. 4 Géomed. I. Nous y avons mis en évidence deux sortes de dépôts : typiques, les boues argilo-siliceuses, — atypiques, les passées sablonneuses, et une zonation biostratigraphique. Il nous a semblé indispensable de comparer ces résultats aux travaux des auteurs, se faisant, de compléter notre connaissance non seulement de la sédimentation au niveau des bordures mais aussi dans la plaine abyssale. A cet égard les travaux de H. Pettersson (1967), K.G. Eriksson (1966), S. Duplaix (1958), R. Todd (1958), E. Olausson, sur les carottes de l'expédition suédoise (1946-48) ont été très précieux. Nous résumerons les résultats qui nous ont particulièrement intéressé dans les lignes qui suivent.

Auparavant, rappelons l'étude faite par J. Bourcart (1953 b) et S. Duplaix (1957) d'une carotte prélevée par l'« Elie Monier » en 1952 (fig. 79).

Sous trois centimètres de « *vases jaunes* » que J. Bourcart considère comme de la vase bleue oxydée, 12 cm de sable fin gris-verdâtre ont été recueillis. L'auteur fait remarquer qu'à la profondeur (2 750 m) à laquelle le carottage a été effectué, règne généralement « *la vase bleue méditerranéenne* ». Ce sable contient 50 % de quartz environ et 20 à 25 % de calcaire : Foraminifères, débris organiques, Coccolithes, etc... J. Bourcart y a reconnu des cristaux de quartz bipyramidés, d'orthose, de la biotite et beaucoup de muscovite, un fragment de Gastéropode, de la pyrite et des « *fragments végétaux en cutine ferruginisée* ». Ces sables renferment en outre un mélange de microfaune « *chaude* » et « *froide* ». S. Duplaix a déterminé les principaux minéraux suivants : la tourmaline, le zircon, le grenat, le rutile, l'épidote, l'amphibole, etc...

Source : MNHN, Paris

Bien que n'ayant aucune information sur sa structure on peut affirmer que cette importante passée sablonneuse est tout à fait comparable de par sa nature à celle de la carotte C. T. 4 et dans une certaine mesure de C. T. 9. Remarquons enfin que le carottage de l'« Elie Monier » se situe à environ 20 miles de C. T. 4 dans l'alignement de C. T. 7, C. T. 5, C. T. 6, C. T. 4.

Quelques miles plus à l'Ouest, R. Todd a constaté la présence d'une **zonation biostratigraphique** dans la carotte 010 (longueur : 10,7 m) : un épisode chaud et un autre froid (de haut en bas). L'auteur signale en outre qu'une faune de Foraminifères benthiques et des espèces fossiles ont été amenés en même temps que les sables des passées sablonneuses. S. Duplaix a étudié la composition minéralogique de 7 niveaux sablonneux; on y trouve des quartz, micas et feldspaths. Parmi les minéraux accessoires, l'amphibole et l'épidote sont les plus abondants.

Dans les carottes prélevées au large d'Alger (06, 04, 08, 07), aux abords et dans la plaine abyssale (2 300-2 700 m), H. Pettersson (1947) a noté l'existence de nombreuses passées sablonneuses : jusqu'à une centaine dans une seule carotte. Ce chiffre, compte tenu de la longueur respective des carottes est du même ordre de grandeur que celui obtenu par C. 4 Géomed. I, très proche, entre autre, de 07. Dans cette dernière carotte, R. Todd a situé la limite entre les épisodes chaud et froid vers 800 cm à partir du sommet, ce qui est donc beaucoup plus bas que dans C. 4 Géomed. I. Dans les deux cas, le passage est marqué par la disparition de *Globorotalia inflata, G. truncatulinoïdes* et le développement de *Globigerina pachyderma* et *Globorotalia scitula*. Les sables de cette carotte contiennent des Foraminifères fossiles : crétacés, paléogènes et néogènes (ex : *Gümbelina, Globotruncana*) et des espèces actuelles de régions sous-marines beaucoup moins profondes : *Ammonia beccarii, Cibicides lobatulus, Planorbulina mediterranensis*.

S. Duplaix y a observé outre le quartz, le feldspath et la biotite, des débris de roches (schistes, micaschistes), des Foraminifères glauconieux et pyriteux (ou des moules internes) et un grand nombre de minéraux accessoires : tourmaline, zircon, grenat, andalousite, pyroxènes et amphiboles.

Il en est pratiquement de même dans toutes les autres carottes. Les niveaux sableux ont sensiblement la même composition avec plus ou moins de Foraminifères, pyriteux, pour la plupart benthiques, dont certains remaniés et fossiles. Beaucoup de ces niveaux renferment d'abondants débris végétaux. Il existe donc en définitive une grande analogie entre toutes ces carottes et C. 4 Géomed. I.

Au Nord, dans la carotte 209 (2 595 mètres de fond, 10,15 m de longueur), R. Todd a reconnu l'alternance de trois épisodes : une zone « *froide* » limitée par deux zones « *chaudes* ». *Globorotalia inflata* est rare ou même absente dans les zones froides. Entre 647 et 662 cm (à partir du sommet), l'auteur a observé des passées sablonneuses à petits fragments de roches, des débris de coquilles polis et une riche faune de Foraminifères benthiques remaniés. Partout ailleurs, le sédiment (dans sa partie arénitique) est presque exclusivement constitué par des Foraminifères avec quelques rares Ostracodes et Ptéropodes brisés. Il contient en outre très peu de matière organique : $C = 0{,}37\ \%$, $N = 0{,}060\ \%$ en moyenne.

A l'Ouest, au centre de la plaine abyssale, la carotte 210 a fait l'objet d'une étude détaillée (191 pages !) de la part de K. G. Eriksson (1965) qu'on ne saurait résumer valablement en quelques lignes. Retenons cependant quelques caractères essentiels, très utiles à nos comparaisons :

1. Les sédiments typiques sont probablement des boues calcaréo-argileuses à Foraminifères si l'on en juge d'après les teneurs moyennes en carbonates de la carotte : 39 %.

2. La colonne de sédiments prélevés se compose d'un grand nombre de lits sablonneux d'origine et d'épaisseur diverses qui représentent au moins 30 % de la totalité des dépôts. Ils renferment en général un certain nombre de Foraminifères benthiques, des débris de tests divers; la fraction silicense est principalement formée par du quartz, des feldspaths, des micas et quelques minéraux accessoires comme l'amphibole, la tourmaline, le zircon, des pyroxènes et du grenat; les débris organiques et les fibres d'origine végétale sont relativement abondants.

Il ressort de l'étude de K. G. Eriksson que les dépôts de cette carotte se sont formés pendant deux grands épisodes : à la base, un épisode froid subdivisé en « *Würm sediment sequence* » et en « *late glacial sediment sequence* », un épisode chaud « *the postglacial sediment sequence* » au sommet (de 0 à 326 cm). Ces épisodes déterminés par la zonation biocénotique de la carotte et datés par le C^{14} sont en relation avec l'évolution climatique de la dernière époque glaciaire et de l'Holocène. Ils se traduisent aussi, plus ou moins nettement, par des changements dans la sédimentation comme nous l'avons constaté par ailleurs : variation de teintes (boues jaunes au sommet, boues grises, boues bleues à la base), variations des teneurs en carbonates et en matières organiques, en pélites, etc...

Somme toute, l'auteur met en évidence au cours de cette étude détaillée les effets de phénomènes dont certains aspects ont été décrits dans d'autres prélèvements de l'Expédition Suédoise (zonations

Source : MNHN, Paris

biostratigraphiques, passées sablonneuses) qu'on retrouve en quasi-totalité dans nos carottes (mis à part les apports d'origine éolienne).

Il serait particulièrement intéressant, à notre avis, de refaire dans le même site et si possible au même point une autre carotte car, depuis le 8 juin 1948, date du prélèvement de C. 210, il s'est produit, plus au Sud, en Algérie, le tremblement de terre d'Orléansville (9 septembre 1954). Or, on sait qu'entre 40 à 70 miles au Nord-Ouest de l'épicentre, hors de l'aire de dommages nets qui s'est étendue à 15 miles autour, 5 câbles sous-marins furent rompus par des profondeurs de l'ordre de 2 100 à 2 600 m, c'est-à-dire en bordure et dans la plaine abyssale. Dans cette zone, les dragages du Service des Câbles Sous-Marins étudiés par B. C. Heezen et M. Ewing (1955), et par J. Bourcart et L. Glangeaud (1956) ont montré qu'à la suite d'un remaniement intense dans les heures qui ont suivi le tremblement de terre, des matériaux d'origine et d'âges variés ont été amenés dans la plaine abyssale :

— boue grise, dure, à cailloutis;

— boue compacte à graviers, coquillages et blocs anguleux de microquartzite à arêtes vives;

— galets de microquartzite à patine verte dont la structure est identique à celle des quartzites crétacés et éocènes de la région littorale.

Dans ces dépôts, M. Magne a trouvé des éléments d'une faune littorale (Bryozoaires, Mollusques) à *Elphidium*, *Ammonia beccarii*, *Miliolés* et des Foraminifères fossiles : *Globotruncana*, Gümbelines, Globigérines, Globigérinelles, provenant vraisemblablement du Sénonien du Tell avec quelques formes du Néogène comme *Globorotalia cf. mayeri*.

Ces dépôts ne sont pas sans rappeler les passées caillouteuses et les boues anciennes des abords sous-marins de Ténès et de Gouraya dont la mise en place est sans doute impntable à un phénomène analogue.

En résumé, il ressort de ce bref aperçu des travaux antérieurs que la sédimentation dans la plaine abyssale du bassin algéro-baléares est loin d'être monotone et homogène. L'influence du précontinent algérien est considérable et, semble-t-il, sans commune mesure avec celle de la bordure des Baléares. Il est à prévoir qu'au moins jusqu'au parallèle 37° 30 les dépôts quaternaires récents qui participent au remplissage du bassin soient constitués par une alternance de passées sablonneuses, voire localement caillouteuses, de sédiments plus fins mais aussi remaniés et de boues homogènes (sédiment typique).

D. LA SÉDIMENTATION SUR LA PENTE CONTINENTALE ALGÉRIENNE, BORDURE MÉRIDIONALE DU BASSIN ALGÉRO-BALÉARES. CONCLUSIONS.

En dépit du caractère tout à fait sporadique de l'échantillonnage et du nombre réduit de prélèvements, nous pensons pouvoir, au terme de ce chapitre, présenter quelques aspects de la sédimentation sur la pente continentale algérienne par rapport à l'ensemble du bassin algéro-baléares. Ce premier essai comporte, assurément, une part d'interprétation mais s'appuie également sur des faits précis et dûment constatés.

En premier lieu, il apparaît que la zonation biostratigraphique observée dans 8 de nos carottes est un phénomène général qu'on retrouve aussi bien sur la bordure Nord que dans la plaine abyssale et dans le bassin provençal. Le diagramme de la planche XI est plus destiné à résumer les différentes observations à ce sujet qu'à les corréler. Cette zonation traduit la succession de plusieurs épisodes (2 à 4) pendant lesquels les caractères de la sédimentation ont varié. Sans qu'il y ait étroite corrélation entre les deux phénomènes, on constate néanmoins qu'ils sont peu ou prou concomitants.

Une seule des carottes étudiées montre 4 épisodes, le premier (base) n'étant probablement représenté que partiellement : il s'agit de C. 1 Géomed 1. De la base au sommet, se succèdent alternativement deux périodes « *froides* » et deux périodes « *chaudes* ». Cette stratification des dépôts récents

Source : MNHN, Paris

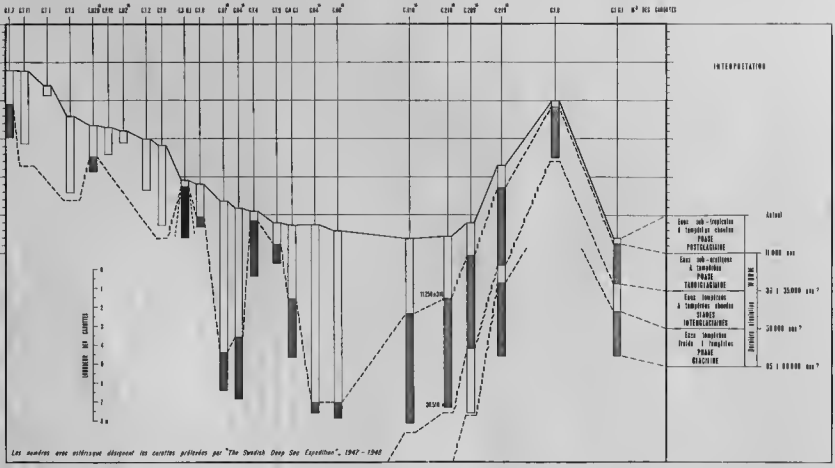


PLANCHE XI

Zonations stratigraphiques dans diverses carottes prélevées dans le bassin algéro-baléares.

Source : MNHN, Paris

a aussi été reconnue sur la bordure sud des îles Baléares : C. 019 (Swedish Deep Sea Expedition). Dans la carotte 209 (plus au Sud dans la plaine abyssale) un seul épisode « *froid* » s'intercale entre deux périodes « *chaudes* ».

Partout ailleurs dans le bassin algéro-baléares et en particulier sur le précontinent algérien, seuls deux épisodes : « *froid* » à la base, « *chaud* » au sommet, ont été mis en évidence jusqu'à présent. C'est donc à ces deux dernières périodes et au passage de l'une à l'autre que nous accorderons plus spécialement notre attention.

Nous avons vu que sur la pente continentale algérienne, le passage de la période « *froide* » à la période « *chaude* » s'accompagne, pour l'essentiel, d'une nette diminution des teneurs en calcaire, d'une disparition ou, au moins, d'une nette régression des sulfures et d'une augmentation aussi nette des teneurs en argiles et en azote.

Les teneurs en carbone organique varient aussi, indifféremment (semble-t-il), dans le même sens ou dans le sens contraire. Il en est de même de la fraction siliceuse. Dans ces deux derniers cas d'ailleurs, l'amplitude des variations est beaucoup plus faible que pour les autres constituants.

Sur la bordure nord où les phénomènes semblent plus complexes (C. T. 3) et dans le bassin provençal, ce passage est marqué par une nette augmentation des teneurs en calcaire et en argiles, d'une diminution corrélative de la quantité de sablon siliceux et de carbone organique.

Le sommet de C. 1 Géomed. I est même constitué par une séquence lithologique complète dans laquelle on voit des sédiments à dominante sablonneuse passer à des boues argileuses. La régression des sulfures est déjà amorcée dans les niveaux sous-jacents.

Entre les deux régions il y a donc des analogies mais aussi des différences, ex. : l'évolution verticale des teneurs en calcaire. A cet égard, il faut se rappeler les différences de nature qui existent entre les sédiments de ces régions :

— au Sud : boues argilo-siliceuses à illite (interstratifiés) et quartz;

— au Nord : boues calcaréo-argileuses (ou argilo-calcaires) à Foraminifères et Coccolithes, deux à trois fois plus riches en calcaire que les précédentes.

Par ailleurs, le calcaire lui-même n'a probablement pas la même origine. Dans les boues argilo-siliceuses, les 3/4 du $Ca\,CO_3$ se trouvent en effet dans la fraction pélitique sous forme microgranulaire alors qu'au Nord, la période actuelle (ou récente) est marquée par un développement considérable du plancton à test calcaire. Cette différence provient donc, selon toute probabilité, de facteurs écologiques, ex. : les propriétés physico-chimiques des eaux de la Méditerranée.

Par contre, au Nord comme au Sud, on trouve aussi une grande analogie : l'augmentation de la teneur en argiles des boues accompagnée par une diminution concomitante de la quantité de sablon siliceux qu'elles contiennent sans qu'il y ait de changement apparent dans la nature des minéraux phylliteux. L'origine de ce phénomène est vraisemblablement à rechercher dans les modifications des apports et de l'érosion des sols en relation avec le climat.

Si on se reporte aux conclusions du chapitre III, on ne peut que remarquer le parallélisme entre la régression des faciès calcaires, le développement des vasières à boues argileuses du plateau continental d'une part et la diminution des teneurs en calcaire, l'augmentation des quantités d'argiles (qui caractérise le dernier épisode « chaud ») dans les carottes de la pente continentale et de la plaine abyssale d'autre part.

Le dernier épisode se manifeste aussi (comme celui qui le précède (zone III de C. 1 Géomed. I) par l'apparition de sédiments de teinte claire : jaune, beige, brune, qu'on a appelés les « *boues jaunes* ». Ils recouvrent des dépôts de couleur beaucoup plus foncée grise, noire, gris-bleuté à verdâtre qualifiés généralement de « *boues bleues* ». La limite entre ces deux variétés de sédiments ne coïncide pas exactement avec le passage d'un épisode à l'autre, il y a bien entendu des décalages, des « *retards* » spécialement sur la pente continentale algérienne. Les boues jaunes n'apparaissent d'ailleurs pas encore sur la bordure constantinoise entre l'Edough et la plaine abyssale.

En dehors de tout remaniement, on s'aperçoit que le passage des boues bleues aux boues jaunes s'accompagne d'une augmentation sensible du fer oxydé soluble et de notre indice I^*_{Fe}, d'une disparition des sulfures dont les teneurs fléchissent d'ailleurs avant et d'une diminution plus ou moins nette de l'importance du carbone organique. Ce sont des indices qui témoignent des changements de condition d'oxydo-réduction du milieu dans lequel s'est effectué et a évolué le dépôt. D'un milieu à tendances réductrices pendant la période « *froide* » on est passé progressivement à un milieu nettement et même fortement oxydant. Ce phénomène suppose une modification de la dynamique et des propriétés des eaux du bassin algéro-baléares (chap. V).

Source : MNHN, Paris

Cette stratification des dépôts récents, en relation évidente avec les oscillations climatiques du dernier glaciaire, est fréquemment masquée dans les carottes de sédiments par des remaniements. Il est significatif de constater que c'est précisément sur une colline abyssale à l'abri de tout apport détritique abondant (sous forme d'écoulement sur le fond), qu'on a obtenu la seule carotte à 4 épisodes inclus dans une épaisseur de sédiment relativement faible, ce qui suppose un taux de sédimentation moins élevé qu'ailleurs.

Sur la pente continentale algérienne le *remaniement* de la couverture sédimentaire récente ou beaucoup plus ancienne est révélé par plusieurs anomalies :

— le fronton granitique sous-marin du massif de Collo est dénudé sur apparemment 1 500 mètres environ et peut-être plus; aucune couverture sédimentaire ancienne ou actuelle n'a été décelée mis à part quelques placages de vases noires à graviers, très récentes;

— il en est probablement de même pour la bordure sous-marine du massif de la Bouzaréa où affleurements et éboulis ont été mis en évidence aussi bien par les travaux de l'Expédition Suédoise que par nos observations;

— le fond du canyon des Moules semble lui aussi dépourvu de toute couverture sédimentaire digne de ce nom;

— sur le thalweg du canyon de Courbet-Marine, une lacune stratigraphique ou plus exactement un hiatus ne peut s'expliquer que par un éboulement récent de terrains anciens (Quaternaire ancien), par l'ablation d'une grande partie des dépôts pléistocènes, ou par une absence de sédimentation en relation avec les courants de turbidité;

— dans les boues des abords de Gouraya s'intercalent des passées caillouteuses à débris de faune en provenance du plateau continental et des roches du littoral ou d'affleurements sous-marins;

— à mi-pente des contreforts sous-marins de la Grande Kabylie, les boues argilo-silicieuses ou silico-argileuses contiennent un mélange de faune « *chaude* » et « *froide* » et d'espèces benthiques du rebord continental, etc...

Aux abords de la plaine abyssale et dans cette dernière, les passées sablonneuses constituent de 15 à 30 % de la totalité des dépôts. Ces sables profonds ont posé quelques problèmes d'interprétation à H. Petterson (1947). J. Bourcart et S. Duplaix (1953 b) ont reconnu en eux du matériel en provenance des rivages surplombants. En effet, aussi bien le cortège minéralogique dont ils sont formés qu'une partie de la microfaune et le feutrage de fibres végétales qu'ils contiennent, font penser aux sablons ou aux vases siliceuses à sablons qui tapissent certains golfes ou bordent la frange sablonneuse littorale (Bougie, Djidjelli). Cependant, tous les lits sableux interstratifiés dans les sédiments pélagiques de la plaine abyssale n'ont pas cette nature ni cette origine. Certains, très riches en calcaire, sont caractérisés par l'accumulation des tests de *Foraminifères planctoniques*, de débris d'*Echinodermes* ou de *Ptéropodes* qui se trouvent habituellement à l'état très dispersé dans les *sédiments pélagiques* de la pente continentale. Fait assez remarquable (à notre avis), nous avons constaté avec H. Petterson (1947) que ces dépôts « *intermittents* », décroissaient nettement en fréquence et en épaisseur dans le dernier épisode chaud qui forme en général le sommet des carottes.

Enfin, nous avons vu que des mécanismes d'une ampleur considérable sont peut-être à l'origine de ruptures de câbles et ont, en tout cas, porté dans la plaine abyssale des galets, des débris de roches et des boues en créant probablement dans les zones plus élevées, des lacunes, des hiatus, anomalies du même ordre que celles que nous avons décrites.

En définitive, on peut dire que le précontinent algérien couronné par quelques bancs et hauts-fonds à sédiments calcaires (en quelque sorte vestiges du passé), tapissé par une couverture sédimentaire de nature essentiellement détritique, absente en maints endroits et notablement instable, participe au premier chef au remplissage du bassin de sédimentation algéro-baléares.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE V

LA GENÈSE DES SÉDIMENTS SUR LA BORDURE SUD DU BASSIN ALGÉRO-BALÉARES

INTERPRÉTATIONS ET DISCUSSION.

Dans les deux chapitres précédents, nous nous sommes efforcé de déterminer la nature des sédiments de la bordure sous-marine algérienne. A plusieurs reprises, allusion a été faite à des phénomènes de concentration de minéraux sur les plages, d'accumulation dans les vasières littorales, de mise en place de sables (de même nature que ceux du plateau) dans la plaine abyssale, de diagenèse, etc... Ce travail ne peut être achevé sans préciser davantage quels sont la nature et les effets de ces phénomènes. Il convient donc, dans la mesure du possible, d'envisager cette question dès maintenant c'est-à-dire d'évoquer, dans ce chapitre, les conditions de formation des dépôts que nous avons préalablement étudiés pour eux-mêmes.

En premier lieu, un aperçu des conditions actuelles de la sédimentation sera donné avec quelques indications concernant les apports et un résumé des mécanismes plus ou moins bien connus, en tout cas admis, dont dépend la répartition de ces derniers. Puis seront rassemblés quelques faits et hypothèses concernant les conditions de sédimentation plus anciennes pendant un épisode du Quaternaire récent.

Dans une deuxième partie, on tentera de résumer ce que l'on sait de l'origine des divers constituants des sédiments et de la répartition des principaux faciès.

Des corrélations stratigraphiques et quelques calculs de vitesse de sédimentation concluront ce cinquième chapitre.

Source : MNHN, Paris

A. DONNÉES RELATIVES AUX CONDITIONS DE SÉDIMENTATION SUR LA BORDURE SOUS-MARINE ALGÉRIENNE ET DANS LE BASSIN ALGÉRO-BALÉARES.

I — LES CONDITIONS ACTUELLES.

1 — QUELQUES CHIFFRES CONCERNANT LES APPORTS DE MATÉRIAUX.

Ces apports ont essentiellement deux origines : les uns sont biogènes et marins, les autres terrigènes.

a) Les apports biogènes marins.

On ne peut ici traiter du problème de la productivité des eaux du bassin algéro-baléares en matière de benthos et de plancton, domaine qui n'est pas de notre compétence et dont les études synthétiques sont, par ailleurs, assez peu avancées semble-t-il. Cependant, du point de vue des apports en calcaire et en silice, quelques travaux sur le nannoplancton ont retenu notre attention.

D. Kruger (1950), en Baie d'Alger, pendant l'hiver 1949-1950, a compté une moyenne de 30 000 à 100 000 cellules de **Coccolithophoridés** par litre d'eau de mer avec un maximum exceptionnel de 240 000 les jours de mer forte apportant des eaux du large. L'auteur signale qu'en définitive, la quantité de Coccolithophoridés par rapport à la masse du nannoplancton est faible. Dans les mêmes eaux, D. Kruger a estimé à quelques dix à trente milles par litre le nombre de **Diatomées** sauf pendant une période particulière où la teneur a atteint 120 000 cellules au litre. La taille moyenne de ces Diatomées est de l'ordre de 40 µ à la côte et 70 µ au large. Seules quelques rares frustules ont été observées dans les sédiments au cours de nos travaux au microscope électronique.

F. Bernard et J. Legal (1953) estiment qu'en moyenne, les eaux de la Méditerranée contiennent de 50 000 à 500 000 **Coccolithophoridés** au litre. « Aux époques de maximum ou dans certaines couches privilégiées comme celle de — 400 à — 500 m au large de l'Algérois, la densité atteint de 1 à 4 millions de cellules au litre » (op. cit.). Cela représente 1 à 5 mm³ de protoplasme. Les auteurs ont calculé que, s'il n'y avait pas de pertes (50 à 90 %) au cours de la chute de ces organismes, il se déposerait sur un fond recouvert par une colonne d'eau de 100 m de haut et d'un mètre carré de section, 970 g de calcaire par an. F. Bernard estime en outre que 20 à 35 % des dépôts, entre 50 et 500 m au large de l'Algérie, sont constitués par des Coccolithes (50 à 80 % à Monaco). A première vue, ces chiffres sont très nettement supérieurs à nos estimations concernant les sédiments. Quoiqu'il en soit, ils montrent l'importance non négligeable de la masse de calcaire provenant des Coccolithes dans l'élaboration du sédiment.

A notre grand regret, nous n'avons pu trouver d'évaluation du même type pour les Foraminifères du zooplancton des eaux algériennes.

Source : MNHN, Paris

b) Les apports terrigènes : les alluvions.

La synthèse des mesures publiées dans l'Annuaire d'hydrologie de l'Algérie (1947-1958) a permis une estimation de la quantité de matériaux amenés à la mer par les grands oueds algériens. Il ne s'agit que d'une estimation car les stations de jaugeage où les débits ont été mesurés, ne sont pas implantées au niveau de l'embouchure, mais bien au contraire, souvent très près de la source. Par ailleurs, un certain nombre d'entre elles n'ont enregistré que les débits liquides, d'autres n'ont pas fonctionné pendant la même période ni parfois à la même époque.

Les stations dont les mesures ont été utilisées sont consignées dans le tableau 49.

Tableau 49

Les stations de jaugeage des principaux oueds algériens.

Stations	Altitude	Oueds	Surface du bassin versant en km²
– de la Pierre du Chat	– 778 m	O. Tafna	6 900
– des Trois Rivières	– 831 m	O. Hamman (bassin de la Macta)	7 605
– d'Uzes-le-Duc.	– 872 m	O. Mina (bassin du Chélif)	5 460
– du Pont du Fer à Cheval	– 446 m	O. Mazafran	1 850
– du Pont de la Traille	– 843 m	O. Isser	2 570
– de Belloua	– 655 m	O. Sebaou	1 512
– de Sidi Aïch	– 860 m	O. Soummam	8 460
– du Pont de la R.N. 4	– 325 m	O. Kébir Ouest	1 120
– de Boudaroua	– 775 m	O. Seybouse	5 488
– de Yusuf	– 410 m	O. Kébir Est	665
Pour estimation et correction deux autres stations ont donné d'autres informations :			
– barrage de dérivation de Pontèba	– 881 m	O. Chélif	29 250
– Palestro	– 774 m	O. Isser	3 595

La durée des enregistrements des débits dans ces stations (sauf dans les deux dernières) s'échelonne de 3 à 10 ans (moyenne 5 ans), pendant les années 1948 à 1957. La moyenne annuelle des débits solides obtenus et la répartition mensuelle pour chacun des oueds sont figurées dans la planche XII.

Le rapport entre les débits moyens solides et liquides est minimum pour l'**o. Kébir Ouest** : 0,10, et maximum pour l'**oued Isser** au Pont de la Traille : 1,7. L'oued Isser est à cet égard tout à fait exceptionnel. Pour tous les autres, sauf l'**o. Soummam** (1,3) ce rapport est nettement inférieur à 1 lorsqu'on considère les moyennes annuelles.

Une opinion couramment répandue veut que le **Chélif**, le plus long des fleuves algériens soit aussi le plus puissant. J. Bourcart (1960 b) établit souvent un parallèle entre cette rivière et le Rhône. Il y voit un même grand delta sous-marin qui masque la morphologie du précontinent et descend jusque dans la plaine abyssale. En fait, aucun delta sous-marin important n'est déceIable dans l'état actuel de nos connaissances de la morphologie locale. Tout au plus peut-on déceler dans la topographie du plateau continental (cf. carte du Golfe d'Arzew) un cône de déjection relativement important. Dans la mesure où les résultats, obtenus dans les stations de jaugeage établies à des alti-

Source : MNHN, Paris

tudes sensiblement équivalentes, sont comparables, l'oued Chélif ne vient qu'en deuxième position du point de vue des débits liquides absolus (et non spécifiques établis par rapport à la surface des bassins versants) :

O. Sébaou	755 millions de m³
O. Chélif	590 millions de m³
O. Mazafran	435 millions de m³
O. Seybouse	429 millions de m³
O. Isser	420 millions de m³

Si on adopte un taux de turbidité (rapport débits solides/débits liquides) de 0,5 % légèrement supérieur à celui de l'affluent : l'o. Mina : 0,4 % (taux moyen), on estime à environ 2,4 millions de tonnes le débit solide de l'o. Chélif à Pontéba. A cet égard, le Chélif ne se place qu'en quatrième position derrière les oueds Isser, Soummam et Mazafran. Même au confluent avec l'o. Mina, le débit solide doit être compris en moyenne, entre 3 et 4 millions de tonnes et reste par conséquent inférieur à celui de l'oued Isser ou Soummam.

Le fonctionnement pendant deux ans de la station de jaugeage de Palestro a fait apparaître qu'à ce niveau (774 m), les débris solides de l'o. Isser étaient pratiquement doubles de ceux mesurés au Pont de la Traille pendant la même époque. Le coefficient correcteur qu'on en a déduit porte à 8,9 millions de tonnes le débit moyen annuel de l'o. Isser à Palestro. Il est à prévoir aussi qu'à l'embouchure de la Soummam, le débit doit être beaucoup plus élevé qu'à Sidi Aïch. D'autre part, les mesures concernant l'o. Sébaou ne se rapportent qu'à son cours supérieur. A ce niveau, cette rivière n'a pas encore traversé le bassin marneux de Basse-Kabylie qui doit avoir une influence non négligeable sur la turbidité de ses eaux.

Le total des moyennes annuelles des débits solides propres aux principaux oueds algériens s'élève à 22 millions de tonnes. Mais pour tenir compte des oueds secondaires et de l'augmentation vraisemblable des débits dans les cours inférieurs malgré l'alluvionnement, on estime que la masse d'alluvions propulsés dans la mer se situe entre 40 et 60 millions de tonnes par an en moyenne.

A titre de comparaison, Van Andel (1955) cbiffre l'apport du Rhône à environ 26 millions de m³ qui correspondent sans doute à près de 60 millions de tonnes. L'apport des oueds algériens est donc du même ordre.

Toutefois, les années de grandes crues, il est possible qu'une centaine de millions de tonnes de matériaux soient déversées en quelques mois de la période hivernale. En 1954 par exemple, pendant le mois d'Avril, l'o. Mazafran, au Pont du Fer à cheval, a véhiculé 7 millions de tonnes d'alluvions; le débit liquide maximum enregistré, le 15 du même mois, étant de 750 m³ seconde (taux de turbidité : 2 %). Pendant le mois de septembre 1955, 2 millions de tonnes d'alluvions sont passées à Sidi Aïcb dans l'oued Soumman pour 38 millions de tonnes d'eau ce qui donne un taux de turbidité moyen record de 5,2 (52 g/litre).

Notre estimation moyenne établie ci-dessus est inférieure à celle de A. Rosfelder (1955) : 150 millions de tonnes, effectuée à partir des évaluations de débit liquide de Mallet et Gauthier (1947), à une époque où l'implantation des stations de jaugeage commençait tout juste. Partant de ces chiffres et après avoir constaté l'inégale répartition des apports entre l'Est et l'Ouest de l'Algérie, A. Rosfelder a calculé que le taux de sédimentation théorique serait : — sur le plateau continental, de 42 mm/an pour la partie orientale et de 7 mm/an pour la partie occidentale, — dans le bassin algéro-baléares, de 6 cm/siècle. Ces chiffres sont évidemment très élevés dans les deux cas; partir de notre estimation les réduirait des 2/3.

Mais, comme le fait remarquer l'auteur, ces considérations théoriques ne peuvent qu'exceptionnellement approcher la réalité. Elles ne peuvent en aucun cas permettre de se faire une idée de la sédimentation car, nous allons le voir dans les lignes qui suivent, les alluvions sont dispersées, vannées, réparties sur le plateau continental de façon très variable suivant la morphologie et l'ampleur de certains phénomènes hydrodynamiques.

Source : MNHN, Paris

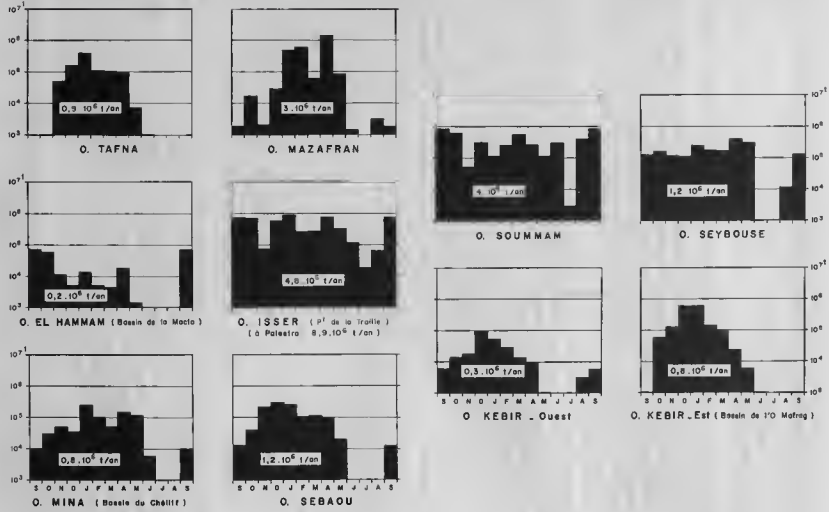


PLANCHE XII

Les débits solides de quelques grands oueds algériens et leurs variations annuelles.

Source : MNHN, Paris

2 — FACTEURS DYNAMIQUES DE LA RÉPARTITION ET DE L'ÉVOLUTION DES APPORTS.

a) Sur le plateau continental.

Au cours de crues hivernales, pour des oueds comme la Soummam, le Mazafran, le débit solide journalier peut atteindre de 100 000 à 200 000 tonnes.

De tout temps, de nombreux observateurs ont remarqué les effets produits au abords de l'embouchure par les eaux véhiculant une telle charge de matériaux. Il se forme une nappe colorée qui s'épand en éventail sur plusieurs centaines de mètres à plusieurs kilomètres, vers le large. Cette nappe, très épaisse, émet au contact de l'eau de mer des diverticules, se festonne, mais reste parfaitement délimitée. Par ailleurs, il est parfois visible qu'elle s'enfonce progressivement. On peut interpréter ces phénomènes en faisant intervenir le concept de densité d'ensemble et d'« écoulement lourd » introduit dans ce domaine par J. Bourcart.

Dans les périodes de crues violentes, nous avons vu que la moyenne mensuelle de la charge des eaux peut atteindre 50 g/litre. Il est à prévoir que pendant quelques jours ou quelques heures elle puisse s'élever à 100 g/L. Au niveau de l'embouchure, cette eau boueuse perd une partie des matériaux en suspension : les sables et les graviers, mais reste cependant très turbide et dense. De ce fait, elle conserve son individualité propre et peut s'enfoncer rapidement pour s'écouler sur le fond.

Les alluvions, au moins leur fraction fine : pélites et aleurites, se répandraient ainsi sur le plateau continental, envahissant les secteurs les plus bas, contournant les hauts-fonds. Ils peuvent finalement déboucher sur les grands fonds, notamment lorsque le plateau est étroit ou inexistant et la pente continentale abrupte comme à proximité de l'oued Sébaou.

Des eaux moins turbides se mélangent sans doute assez rapidement aux eaux marines. Il y a peut-être alors diffusion des particules qui resteraient ainsi un certain temps en suspension.

Nous avons vu qu'une partie des matériaux amenés par les rivières algériennes (les sables et graviers) se déposaient au voisinage de l'embouchure; ils sont rapidement remaniés par les courants de houle littoraux dont nous résumerons ultérieurement les mécanismes maintenant bien connus.

Une autre partie des alluvions, très variable et difficile à estimer, peut suivre un cheminement différent de l'écoulement lourd ou de la diffusion : la flottation. J. Bourcart a toujours insisté sur l'importance de ce phénomène dans le transport de particules vers le large et même vers le grand large ou inversement. Ces particules peuvent être des pélites (les plus abondantes) mais aussi des grains de sables et des sablons à micas, quartz, autres minéraux divers, débris organiques, etc. Il suffit qu'elles soient naturellement hydrofuges ou qu'elles le deviennent, par exemple au contact de la frange d'écume que provoque en général l'entrée du flot turbide dans la mer. La durée de flottation et par conséquent le lieu éventuel de dépôt sont parfaitement aléatoires. Il est probable que ce mode de transport qui devient suspension si la flottabilité de la particule est neutre, contribue pour une part, avec le plancton à la constitution de la « Neige éternelle » de Rutb Carson.

La répartition des alluvions sur le plateau continental par ses différents processus peut être modifiée et l'est la plupart du temps, par deux phénomènes : les déplacements de masses d'eaux sur le plateau ou courants généraux (dans les baies et les golfes) et les effets de la houle.

Des courants généraux, on sait finalement peu de chose. Les travaux effectués par l'équipe du Centre de Géologie Marine d'Alger : J.P. Caulet (1963 et inédit), A. Grovel (1961 et inédit), Ph. Bouysse (inédit), L. Leclaire (1963 a et inédit), ont porté sur la mesure de courants de surface par dérive de flotteurs collimatés à empennage, dans la baie d'Alger, le golfe de Bougie, le golfe d'Arzew. Il en résulte que le déplacement affectant une couche de plusieurs mètres d'eaux de surface est en général étroitement dépendant du vent, particulièrement en baie d'Alger et dans le golfe de Bougie. Les vitesses mesurées sont en moyenne de l'ordre de 0,1 à 0,6 m/s; exceptionnellement, par fort vent, on a mesuré jusqu'à 1 m/s en baie d'Alger.

La synthèse des mesures saisonnières, réalisées avec et sans vent notable, nous a fait retrouver dans le golfe de Bougie une circulation des eaux de surface (fig. 87) identique au schéma classique généralement admis pour les baies et golfes. D'un courant principal, de l'Ouest vers l'Est, dû au vent

Source : MNHN, Paris

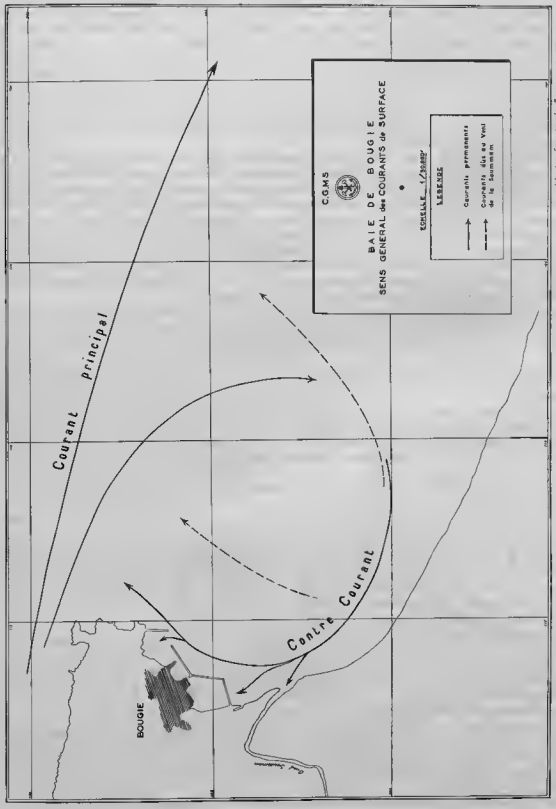


Fig. 87. — Les courants généraux de surface en baie de Bougie.

Source : MNHN, Paris

dominant du large ou éventuellement à l'influence de la veine d'eaux atlantiques, se détache une branche secondaire qui s'incurve vers le fond de la baie et semble donner naissance à un contre-courant orienté d'abord dans le sens contraire de celui du large mais le rejoignant ensuite. L'ensemble constitue une sorte de boucle. Toutefois, par vent de terre notable (vent de la vallée de Soummam), ce schéma général se trouve profondément perturbé, les eaux littorales étant entraînées vers le large dans la direction du vent. Cette esquisse s'applique plus ou moins bien à la baie d'Alger et au golfe d'Arzew où un contre-courant, passant au large du littoral, a été décelé (fig. 88). Ce mouvement de masses d'eaux de surface a-t-il lieu aussi en profondeur ? On ne saurait l'affirmer. Des mesures au fond effectuées en baie d'Alger à l'aide d'un courantomètre Fjelsdatb et différents courantographes, se sont avérés fort délicates à interpréter et de toute façon décevantes. Les résultats obtenus quant à la direction nous ont semblé parfaitement aléatoires. On a seulement retenu une vitesse moyenne, en valeur absolue, de l'ordre de 25 cm/s.

A de tels déplacements d'eau, même s'ils se manifestent partiellement au fond, on ne peut attribuer un grand pouvoir d'érosion ou de mise en suspension. Mais ils jouent certainement un grand rôle dans la dispersion des particules fines en flottation ou en suspension et peuvent contribuer au déplacement et à la déformation d'éventuelles nappes d'eaux turbides formées au débouché des oueds.

D'une très grande importance sont aussi les effets de la houle, mouvement universel et permanent par excellence. Ils ont été pressentis par KUENEN (à propos de l'origine des sables du large sur le plateau continental) qui a fait intervenir les grandes vagues de tempête, et repris par J. BOURCART 1959 a, 1960 b, 1964) sous l'appellation de *« courants de vagues »*. Mais, c'est à P. LHERMITTE (1958) que revient le grand mérite d'avoir clairement formulé et mis en évidence par un travail théorique et pratique, les principes et les mécanismes de ces « courants ».

Sans qu'il soit question ici d'exposer tout ou partie des développements contenus dans l'ouvrage de cet auteur, les conclusions présentent cependant un intérêt certain pour la compréhension de la distribution des sédiments sur le plateau continental; il nous a semblé utile d'en reprendre les grandes lignes.

En règle générale, une houle d'amplitude et de longueur d'onde adéquates s'exerçant sur une épaisseur d'eau homogène limitée par un fond de nature différente, un fond dur par exemple, engendre au contact de ce dernier un phénomène appelé ***« couche limite »***. Une couche limite laminaire ou partiellement turbulente se traduit au sein de l'eau par une couche fluide animée, en plus d'une oscillation périodique près du fond, d'une vitesse de translation moyenne non négligeable dans le sens de la propagation de la houle. Sur un fond meuble pulvérulent (sable, gravier), en fonction des caractéristiques de la houle (amplitude, longueur d'onde) et de l'épaisseur de la tranche d'eau il y aura :

— mise en saltation des grains de sable et formation de rides (ripple-marks) qui peuvent être stationnaires ou progresser vers la plage (houle faible) ;

— mise en suspension d'une grande quantité de sable, mise en saltation de galets et transport en masse vers la plage (houle forte ou proximité du déferlement).

Dans les deux cas, il y a remontée de matériel du large vers la côte, mouvement auquel on a parfois donné le nom de *« flot de fond »*. Cette remontée cesse au niveau du déferlement où la couche limite est entièrement turbulente assurant une forte mise en suspension sans propagation dans un sens ou dans l'autre. En revanche, un courant de compensation engendré par le retour des eaux jetées à la côte par le déferlement : l'*« undertow »*, d'autant plus intense que le vent — s'il pousse la houle — est fort, repousse les particules mises en suspension vers le large.

Dans le cas d'un fond de vase (visqueux et thyxotropique), l'effet de la houle est assimilable, du point de vue de la pression, au passage de trains rouleaux successifs se déplaçant sans frottement dans le sens de propagation de la houle. Le passage de ces rouleaux au-dessus du milieu visqueux entraîne le déplacement de celui-ci dans le sens général du mouvement. Le résultat est la remontée à la côte d'une certaine épaisseur de vase ***sans remise en suspension***. Ce processus ne s'arrête que lorsque, aux abords du déferlement, il y a remise en suspension et retour vers le large.

P. LHERMITTE précise en outre qu'aux boules les plus faibles expérimentées en modèle réduit (en canal) correspondaient des débits non négligeables de vase. Des débits équivalents auraient lieu en nature par 40 m de fond pour une houle océanique de tempête moyenne de 12 s. de période et de 4 m d'amplitude, et par 60 m de fond pour une amplitude de 6 m. L'auteur conclut ainsi : *« on voit donc que les houles océaniques sont susceptibles de provoquer une remontée de la vase des fonds depuis des profondeurs pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres et sans doute même des profondeurs de 100 m, pour les grandes tempêtes océaniques »*.

Source : MNHN, Paris

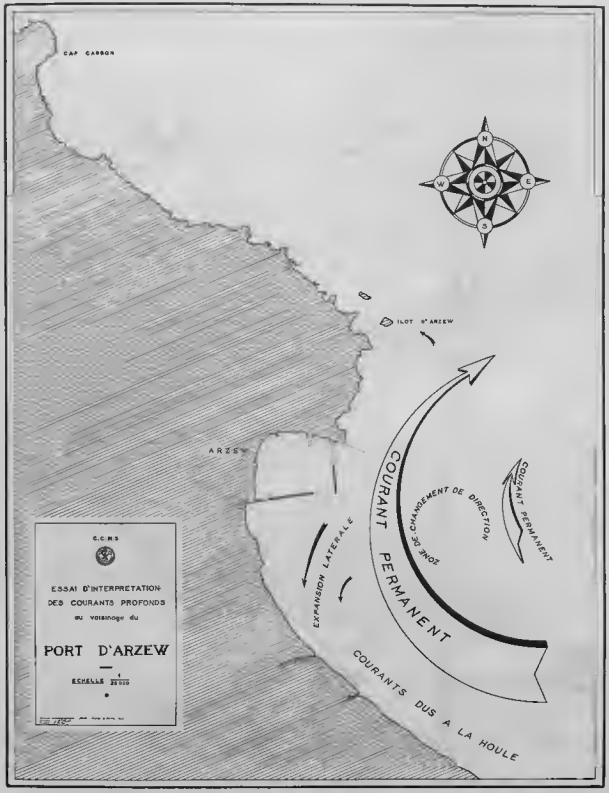


Fig. 88. — Les courants généraux de surface en baie d'Arzew (selon J. P. Caulet).

Source : MNHN, Paris

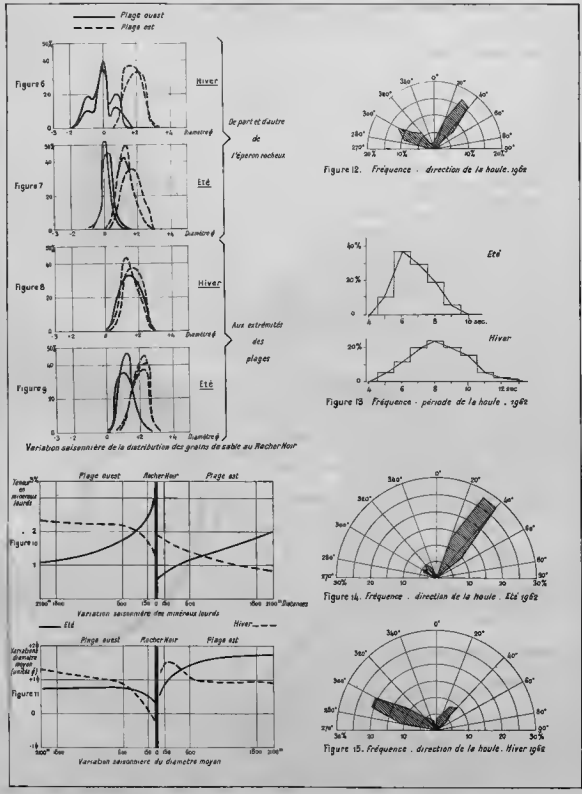


FIG. 89. — Reproduction des caractéristiques de houles du large de l'Algérois et des variations granulométriques de la plage du Rocher Noir (L. L., 1963).

Source : MNHN, Paris

Des observations effectuées pendant près de deux ans, à raison de trois mesures journalières, aux phares du cap Caxinc et surtout du cap Matifou (cote : + 76 m), et les données des enregistrements en provenance des houlographes des Ponts et Chaussées, nous ont permis de connaître avec quelque précision le régime des houles du plateau continental algérois. Des observations complémentaires effectuées à Bèni-Saf, Arzew, Bougie et Bône nous ont montré que l'Algérois était à cet égard, en première analyse, suffisamment représentatif de l'ensemble. Ce sujet a déjà été abordé au cours de publications antérieures (L. Leclaire, 1963 a, 1963 b; L. Leclaire et C. Fink, 1962). Ce régime saisonnier, se caractérise par une rose annuelle où apparaissent deux directions privilégiées (fig. 89) :

— W.N.W. (300°),

— N.N.E. (20-40°).

Les houles du W.N.W. se produisent pour plus de 80 % d'entre elles pendant l'hiver. Elles se définissent :

— par une période moyenne la plus fréquente de 8 s. (20 à 25 %); mais 20 % de la totalité ont une période supérieure à 10 s. et de plus, les houles de 13 s. ne sont pas rares au cours des grandes tempêtes;

— par une amplitude moyenne la plus fréquente de 2 à 3 m; mais les houles d'amplitude de 3 à 5 m sont abondantes, certaines atteignent 5 à 6 m pendant les grandes tempêtes.

Les houles d'été sont beaucoup moins puissantes : 6 s. de période et 0,50 à 1 m d'amplitude. Cependant 50 % d'entre elles ont de 6 à 9 s. de période mais n'atteignent que très rarement 3 m d'amplitude.

La période hivernale est donc la plus propice au développement de flot de fond sur le plateau continental; la naissance de ce phénomène doit avoir lieu assez fréquemment à proximité du rebord continental.

Dès lors, on comprend que ce mouvement engendré par la houle puisse avoir une grosse influence sur la distribution des sédiments du plateau continental algérien. Cette répartition dépendrait alors essentiellement d'un véritable cycle de distribution des matériaux contrôlé par la morphologie et le régime des houles. L'intervention éventuelle de courants généraux n'est pas négligeable mais sans doute pas aussi déterminante. A une certaine décantation à l'embouchure des oueds (sur laquelle nous reviendrons ultérieurement) fait suite un transport par flottation, suspension ou écoulement lourd qui conduit pour tout ou partie à un dépôt (orienté, dans le cas d'un écoulement lourd) sur le plateau, au large des côtes, donc à la constitution de vasières. Le « flot de fond » fait remonter une partie des boues à la côte, l'undertow et le déferlement (mise en suspension) en repousse une fraction qui se sédimente à nouveau plus au large, etc...

Il y aurait donc, du point de vue de la sédimentation des dépôts fins (boues et vases), déficit relatif au large, près du bord du plateau, érosion et ablation totale au rivage et sur l'avant-plage, excédent entre ces deux zones. Pour peu que le bord ou la surface du plateau se relève légèrement (bombement tectonique, prolongement d'un promontoire) ou s'orne localement de reliefs, il y a accroissement du déficit de sédimentation fine et même vannage de dépôts grossiers sur les parties élevées et par contre excédent dans les creux, c'est-à-dire envasement. Comme effectivement le bord du plateau continental se relève souvent ou est souligné par des « bourrelets », des « bancs » constituant de toute façon un bord d'attaque surélevé pour la houle, on comprend alors l'origine du schéma très uhiquiste de la distribution des sédiments sur les plateaux continentaux (chap. III) :

— sables et graviers anciens du large,

— bande de vase intermédiaire plus récente et actuelle,

— sables côtiers.

Il devient possible, en outre, d'interpréter l'origine de la forme amiboïde de vasières comme celle de la baie de Bône et l'envasement des « chenaux » entre les « platiers ». On voit mieux pourquoi il y a envasement de baies relativement fermées comme celles d'Arzew, d'Alger et de certains ports, pièges (grands et petits) à sédiments, dont l'agitation intérieure se neutralise elle-même car elle vient de plusieurs directions contraires et ne peut ainsi faire ressortir en suspension ce qui est entré par « flot de fond ». L'envasement sera rapide s'il y a apport par une rivière (o. Hamiz), directement dans la baie.

Il devient prévisible que le taux de sédimentation des boues sera maximum dans toutes les zones sous « le vent » des houles d'hiver (fig. 90), à l'abri de promontoires orientés suivant la direction structurale N.E. On constate en effet que dans tous les cas (baie de Bougie, de Bône, etc.) une vasière occupe tout le fond de la baie et s'accroche même au littoral. Les boules d'hiver pivotent autour des

Source : MNHN, Paris

promontoires en perdant de l'énergie par diffraction et réfraction. Le « flot de fond » progresse dans le même sens et s'arrête probablement par petit fond. Le bourrelet de vase qui vient ainsi du large est ensuite poussé plus avant vers le rivage pendant l'été, le déferlement et l'« undertow » n'étant pas assez puissants, pendant toute l'année, pour contenir cet envasement. Par ailleurs, la « zone d'ombre », plan d'eau généralement calme, est propice à une « resédimentation » rapide des particules mises en suspension ou flottées.

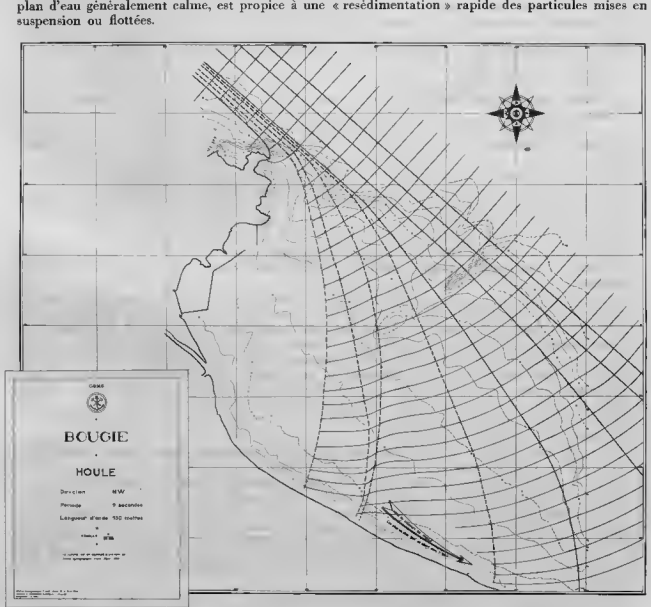


Fig. 90. — Plan de vague du golfe de Bougie (un exemple).

Pour expliquer l'absence de sédiments fins sur des bauts-fonds ou les plateaux du large comme le banc Le Sec, le plateau de La Galite, on fait volontiers appel aux courants généraux qui balaieraient ces points hauts. Mais, nous l'avons constaté, ces courants, lents, sont beaucoup plus puissants dans les chenaux comme la vallée de La Galite où pourtant, beaucoup d'argiles se déposent non seulement au fond mais aussi sur les falaises bordières, se fixant provisoirement par accrétion. Cette interprétation n'est donc pas satisfaisante.

Le flot de fond, par contre, engendré par la boule dans les cas favorables (faible profondeur) au contact des surfaces rugueuses surélevées peut : — soit assurer un vannage continuel (ou au moins fréquent) et repousser les boues dans les grands fonds, — soit éventuellement, par mise en suspen-

Source : MNHN, Paris

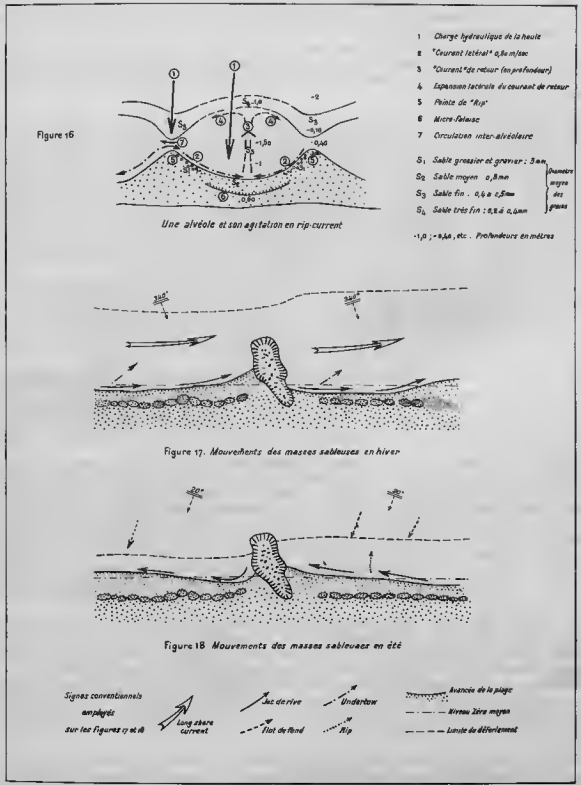


FIG. 91. — Reproduction de quelques schémas de la circulation littorale devant la plage du Rocher Noir (L. L., 1963).

Source : MNHN, Paris

sion, permettre la dispersion de ces boues par les courants généraux.

Dans le même ordre d'idée, se référer aux effets actuels de ce mouvement quasi perpétuel, conjointement à l'action des Tsunamis (G. Lucas, 1966) permettrait peut-être de mieux comprendre l'origine de certains « hard-grounds » du passé.

En bref, il apparaît que faire appel aux phénomènes liés à la houle mis en évidence par P. Lhermitte, est une démarche féconde qui permette d'interpréter d'une façon cohérente la distribution des sédiments sur le plateau continental algérien, voire même sur les plateaux continentaux en général.

Des courants liés à la houle dépendent aussi la forme et l'extension des bordures littorales sablonneuses. Nous avons vu dans le chapitre III qu'un système sablonneux : dune, plage, avant-plage, ourle le rivage de bon nombre de baies et golfes. Sur le plateau continental cette zone, plus que toute autre, est soumise continuellement aux effets de la houle et parmi eux à celui qui est le plus énergique : le déferlement. A la suite des travaux de nombreux auteurs parmi lesquels nous avons retenu principalement Larras (1957), Djounkovsky et Bositch (1959), Rivière (1951-1955), les courants littoraux induits par la houle sont relativement bien connus. En tout état de cause, il est donc inutile d'en évoquer ici le mécanisme. Cependant, nous avons eu l'occasion d'en observer quelques manifestations sur plusieurs grandes plages algériennes, de même d'ailleurs que d'autres auteurs : Arbey (1959), Caulet (1963), Bouysse (1962). On se contentera donc d'en évoquer l'essentiel, en quelques lignes, le détail ayant déjà été publié par ailleurs (Leclaire L., 1963 a, 1963 b).

Il est classique de constater que les bordures littorales sablonneuses ont généralement leur maximum d'extension (parfois jusqu'aux fonds de 50 m) dans le prolongement de plaines basses, à dunes, ou à proximité de l'embouchure d'un grand oued, surtout si la côte est ouverte et très exposée (baie de Courbet-Marine, de Djidjelli, golfe de Bône, etc.). Le stock de matériaux pulvérulents est en effet suffisant pour que dans tous les cas, la bordure littorale sablonneuse adopte une forme et une texture en équilibre avec tous les régimes de houle.

Suivant la morphologie du plateau continental, la direction et la forme des vents dominants, la direction, l'amplitude et la longueur d'onde de la houle, le rivage est soumis à une série de phénomènes que nous avons plus particulièrement étudiés dans la baie de Courbet-Marine, notamment à côté du port du même nom (L. Leclaire et C. Fink, 1962) et sur la plage du Rocher Noir (L. Leclaire, 1963 b). Cette plage est divisée en deux par un éperon rocheux sur lequel est implanté un château d'eau dont nous avons fait notre observatoire.

Nous avons pu constater que par **houles de tempête d'hiver** et vent fort soufflant dans le sens de propagation de la houle, il se forme une zone de déferlement de 200 à 300 m de large (400 m au moins, au droit de l'embouchure de l'oued Isser) où se succèdent les rouleaux. En quelques jours, la plage recule de près de 40 mètres à proximité Est de l'éperon rocheux. La base des dunes anciennes ou récentes est même parfois attaquée. Plusieurs dizaines de milliers de tonnes de sables sont ainsi extraites de la plage. Le sable de l'estran devient très grossier jusqu'à être remplacé par des cailloutis et des galets. Au large, en amont du déferlement, se développe une nappe d'eau turbide. A l'aide de levés bathymétriques et d'observations directes en plongée effectuées juste après les tempêtes, on s'est aperçu que les fonds s'étaient relevés à 200-300 m du rivage (barre) et que la turbidité des eaux du large était encore suffisante pour limiter la visibilité à quelques mètres, principalement aux abords de la vasière.

Si un régime de houle de type estival, fait suite à cette tempête, pendant quelque temps, ce qui arrive parfois, la plage gagne rapidement sur la mer, « *s'engraisse* », par arrivée massive de sable fin. Les fonds s'abaissent progressivement au large mais s'élèvent près du rivage (la barre littorale se rapproche du niveau 0). Les eaux du large sont limpides. La plage se festonne rapidement.

Ces deux cas limite illustrent le régime hivernal et estival de la bordure sablonneuse. La présence au milieu de la plage d'un épi naturel comme le « Rocher Noir » perturbe un peu ces oscillations. Les perturbations sont d'ailleurs localisées à proximité de cet obstacle et mettent mieux en évidence l'un au moins des mouvements qui anime les masses de sable : le « *long-shore current* » (fig. 91).

L'interprétation des phénomènes décrits précédemment est relativement simple si on en reste aux généralités. Par tempêtes d'hiver, l'amplitude de la houle est telle que le déferlement commence par des profondeurs élevées de l'ordre de 4 à 6 m. Si, de plus, le vent souffle avec force dans la direction de la houle, il peut y avoir élévation temporaire du niveau 0 moyen, alors que la crête des vagues s'écroule et que des masses d'eaux à grande énergie cinétique sont projetées sur l'estran. Il y a, de

Source : MNHN, Paris

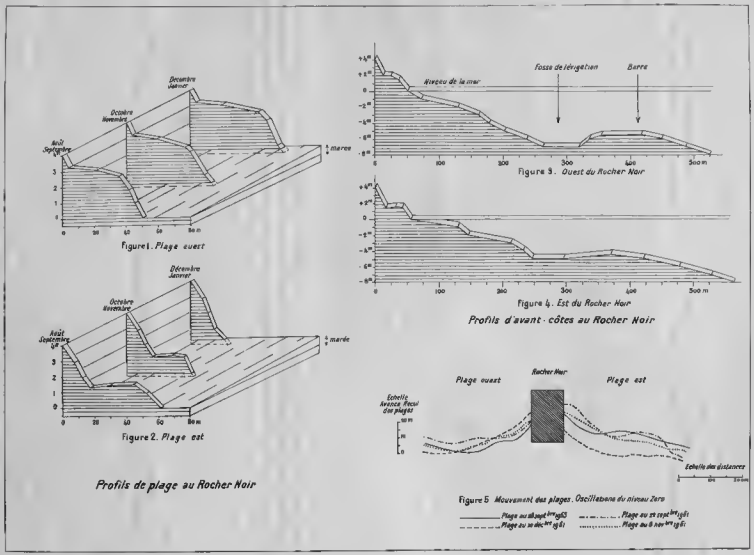


FIG. 92. — Reproduction des variations saisonnières du profil de la plage du Rocher Noir et du niveau O.

Source : MNHN, Paris

ce fait, mise en suspension d'une grande quantité de sable arraché à la plage par succion.

Dans le sens du « *backwash* » (mouvement de retour des eaux sur l'estran) se crée près du fond un courant de compensation encore appelé courant de masse ou « undertow » dirigé de la côte vers le large qui, à travers les rouleaux, entraîne une partie des sables en suspension (sables fins et sablons) en amont du déferlement où ils se déposent. Si le sable est accompagné de particules plus fines, argileuses par exemple, celles-ci restent en suspension plus longtemps, s'éloignent davantage et contribuent à la formation de la zone d'eaux turbides. Par ailleurs, le « *flot de fond* », à l'approche des petits fonds, est tel qu'en bordure de la vasière du large, de la vase est mise en suspension tandis que les sablons sont entraînés sur le fond vers la côte et mis à leur tour en suspension aux abords du déferlement.

Par conséquent, deux courants de sens opposé se rencontrent aux abords extérieurs du déferlement. Il y a donc dépôt et élévation du fond par formation d'une barre littorale. En amont, les particules fines en suspension, poussées plus au large, se déposent ultérieurement et alimentent ainsi la vasière dont la limite est toujours fluctuante. Dans le déferlement, si la houle arrive à la côte suivant une légère incidence, il y a déplacement d'ensemble de matériaux parallèlement au rivage (« *long shore current* »), dans le sens Ouest-Est (houles d'hiver). Ce déplacement est mis en évidence par « *engraissement* » contre tout obstacle. Il ne peut donc y avoir de retour pour tout ou partie des sables arrachés à la plage, celle-ci recule, il y a « *amaigrissement* » à l'Ouest.

Par contre, en régime estival, sans vent, le déferlement se résume à une seule ligne de rouleaux peu puissants. Le « *flot de fond* » ramène au rivage les tonnes de sables fins qui en ont été extraites précédemment : il y a engraissement de la plage. Simultanément, une dérive littorale dans laquelle le phénomène de « *jet de rive* » (« *uprush* » et « *backwash* ») joue le rôle essentiel, entraîne une partie du sable parallelement au rivage. Un obstacle à ce mouvement provoque un dépôt et une accumulation (fig. 91 et 92).

Contrairement à ce qu'on pourrait penser, le « *flot de fond* » engendré par les boules d'été est très efficace, il contribue ainsi à rentrer 5 à 10 000 tonnes de sables par an dans le port de Courbet-Marine qui serait depuis longtemps ensablé sans l'exécution périodique d'importants dragages.

Lorsqu'un régime de houles faibles à modérées persiste pendant un certain temps (plusieurs jours), un équilibre est atteint qui se caractérise par un système de barres littorales proche du rivage. Ce système peut se déformer, se festonner, tandis que le rivage sablonneux s'organise en « *croissants de plage* ». Il se crée des sortes d'alvéoles ou cellules à l'intérieur desquelles les eaux circulent de façon particulière et où apparaissent des « *rip-currents* ». Ce phénomène a été observé avec une grande netteté sur la plage du Rocher Noir (fig. 91).

Par houle modérée ou forte, sans vent, l'effet visible et mesurable du « *jet de rive* » sur la texture et la composition des sables de l'estran illustre la puissance de remaniement de cette agitation perpétuelle de la mer. L'écroulement des rouleaux projette une nappe d'eau sur l'estran, nappe qui monte de temps à autre jusqu'au premier crêt de plage (« *uprush* »). Cette eau entraîne avec elle du sable fin (par mise en suspension ou roulage) arraché à la base et le long de l'estran. On constate qu'au moment et au point d'inversion du mouvement juste avant le « *backwash* » se dépose à la lisière de la nappe liquide un sable très fin particulièrement riche en minéraux lourds (jusqu'à 30 % parfois). Sur les plages riches en petits prismes courts de tourmaline brune, en ilménite et magnétite, cette « *laisse* » forme un liseré noir bien visible sur le crêt de plage. On peut interpréter ce dépôt de deux manières :

1) Les eaux chargées de sable fin se déchargent des minéraux les plus lourds en arrivant sur la surface horizontale de la plage au moment du renversement de l'écoulement et entraînent au cours du « *backwash* » les plus légers;

2) La totalité de la charge du front de la nappe d'eau reste en haut de l'estran par suite de l'infiltration de l'eau dans le sable moins humide. Dans ce cas, il est probable que la densité des particules est moins déterminante que leur diamètre. Or, il se trouve, et nous l'avons constaté expérimentalement, que le sablon déposé est composé par les particules les plus fines du sable de plage parmi lesquelles se situe la quasi-totalité des minéraux ubiquistes. L'effet du jet de rive serait, dans cette hypothèse, limité à l'extraction d'une population de grains à Mode très petit.

C'est à notre avis la deuxième interprétation qui doit approcher la réalité. En effet, la dimension des particules qui conditionne le maître couple peut varier de 1 à 1 000 et ainsi offrir de multiples possibilités de classement alors que la densité ne s'échelonne qu'entre 2,5 et 5 en moyenne. D'autre part, nous avons pu constater que sur la plage du Rocher Noir il y avait ajustement permanent de la texture des sables en fonction des différents régimes de houles, la teneur en minéraux lourds varie

Source : MNHN, Paris

toujours d'une manière inversement proportionnelle au diamètre moyen des grains de sable ou plus exactement au Mode de leur distribution granulométrique (fig. 108). En outre, J.M. SCHUSTER (1966) a montré, dans une étude des plages du Languedoc-Roussillon, qu'il existait une relation plus ou moins bien définie entre l'un des paramètres de la houle : l'amplitude et le Mode de la distribution granulométrique des sables remaniés par elle. La densité des particules ne semble avoir, dans la plupart des cas, qu'une influence secondaire.

En définitive, l'exposé très schématique qui précède manque certainement de rigueur mais il permet de mesurer le rôle important que joue la houle dans la distribution des sables de la bordure littorale. La fraction grossière des alluvions, déposée à proximité de l'embouchure des grands oueds, est dispersée, mélangée aux sables anciens des dunes attaquées par la houle, incorporée au stock de sable préexistant. Le tout est constamment lessivé, vanné, classé parallèlement et perpendiculairement au rivage dont la morphologie extrêmement mouvante traduit un état d'équilibre toujours remis en cause.

Les courants de houle (principalement), les courants généraux (pour les particules les plus fines), sont donc les principaux agents de distribution des alluvions amenées par les oueds sur le plateau continental. Le schéma de la répartition des sédiments sur le plateau continental dépend en fin de compte de ces phénomènes et si tout apport cessait il est probable qu'une stabilisation, un équilibre statique, serait vite atteint. Cela ne peut être le cas puisqu'on estime par exemple que 30 à 40 milliards de tonnes de matériaux ont été déversés en mer entre Courbet-Marine et Dellys par les oueds Isser et Sébaou durant les deux derniers millénaires. Une telle masse aurait dû modifier profondément le littoral voire même colmater une partie importante du plateau continental étroit. Or, il semble que s'il y a eu quelques modifications depuis l'époque des Romains, elles ne furent pas importantes eu égard au volume des apports. Mieux, on ne trouve même pas de cône de déjection et encore moins de delta sous-marin devant les deux oueds.

Les pertes vers le large ont donc été considérables. Le plateau continental ne serait, dans une certaine mesure, qu'un lieu de triage et de transit. La distribution des sédiments dépendrait alors, en définitive, d'un équilibre dynamique entre le volume et la nature des apports, le volume et la nature des pertes. Ces pertes de matériaux qui participent à la constitution de sédiments de la pente continentale et de la plaine abyssale sont, avant et même après dépôts, soumis à des phénomènes que nous allons évoquer maintenant. On s'attardera plus particulièrement sur ceux dont nous avons étudié les effets.

b) Facteurs dynamiques de la répartition des sédiments sur la pente continentale et dans la plaine abyssale adjacente.

Il est évident que nous n'avons pas une connaissance directe de ces phénomènes mais qu'à la suite d'observations diverses : remaniements, lacune stratigraphique, dépôts atypiques, etc..., nous sommes amenés à les appréhender. Pour certain d'entre eux, on ne peut que formuler des hypothèses permettant seulement d'interpréter les observations.

Nous avons vu que dans la plaine abyssale en particulier mais aussi sur la pente continentale, il y avait en fait deux types de dépôts :

— les boues argileuses très homogènes, riches en calcaires au niveau de la bordure nord du bassin algéro-baléares, dans lesquelles sablons et microfaunes sont uniformément répartis de telle sorte que sur plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur la composition ne change pas ou peu;

— les passées de matériel beaucoup plus grossier et hétérogène : cailloutis, sablons, lits de Foraminifères et de Ptéropodes.

Le premier genre forme ce qu'il convient d'appeler les dépôts « *pélagiques* » constitués par toutes les particules flottées ou en suspension dans la mer : argile et petits quartz en provenance du plateau continental, plancton calcaire et siliceux, qui, au gré de la circulation générale des eaux dans le bassin et des facteurs écologiques, sont dispersées et finissent par se sédimenter parfois très loin de leur source.

La dynamique des eaux qui assure leur dispersion à l'échelle du bassin algéro-baléares est connue et classique depuis les travaux de LACOMBE et TCHERNIA (1958, 1969), FURNESTIN et ALLAIN (1962).

Source : MNHN, Paris

Mc Gill (1962) repris par Guilcher (1965) et Eriksson (1965). Elle revêt deux aspects qui s'imbriquent :

— Un mouvement de masse d'eau horizontale, en surface et « *subsurface* » qu'on peut schématiser de la façon suivante : l'appel d'eaux océaniques en relation avec le bilan hydrologique déficitaire de la Méditerranée et la salinité de ses eaux se traduit par la création d'un courant d'eaux atlantiques en surface (100 à 200 m d'épaisseur suivant les saisons, 1 000 000 m³/s. de débit moyen), orienté vers l'Est, qui longe la côte algérienne et envoie une diramation en direction de la Corse puis passe dans le bassin oriental par le détroit siculo-tunisien. Une sorte de contre-courant (de compensation), en subsurface, dirigé vers l'Ouest, franchit en sens inverse ce détroit, effectue des circonvolutions complexes dans le bassin occidental et longe en définitive les côtes espagnoles et baléares pour sortir dans l'océan Atlantique, à Gibraltar, en profondeur;

— Un mouvement vertical (convexion) par lequel les eaux refroidies d'hiver au Nord du bassin (côte provençale, golfe du Lion) s'enfoncent et s'écoulent dans la plaine abyssale vers le Sud pour éventuellement remonter partiellement le long du précontinent algérien (Tchernia *in* Guilcher, 1965). Ce phénomène de « *cascading* » a aussi été décelé au large du cap Palos (Espagne) par Furnestin et Allain (1962 a).

Il est évident que de tels déplacements de masses d'eaux ont une influence non seulement sur la répartition des particules en suspension mais aussi sur le plancton : Foraminifères et Coccolithophoridés. Le courant atlantique assure un renouvellement constant du plancton de la mer Méditerranée. La circulation générale et, particulièrement, les courants de convexion déterminent aussi, semble-t-il, des zones très favorables au développement de certaines espèces comme *Globorotalia inflata* aux Baléares et le long des côtes espagnoles. *Globigerina bulloïdes*, *Globigerina pachyderma* (sénestre) dans les eaux profondes et froides du bassin provençal. Mais par delà ces cas spécifiques, la dynamique à grande échelle du bassin homogénéise en définitive les eaux (homothermie à 13°) et aussi, très probablement, les apports, ce qui expliquerait que les dépôts pélagiques, vus à cette échelle, ont, du Nord au Sud, une composition d'ensemble peu différente.

La mise en place de produits terrigènes grossiers sur la pente continentale et dans la plaine abyssale s'effectue bien évidemment par des processus fort différents de ceux qu'on vient d'évoquer. Certains sont encore purement hypothétiques. L'absence de revêtement sédimentaire sur certains môles (massifs de Collo, de la Bouzaréa), la rupture de câbles téléphoniques au pied de la pente continentale et dans la plaine abyssale et la mise en place simultanée de matériaux très grossiers... font penser à des glissements de terrains, des éboulements, des coulées boueuses ou des avalanches.

C'est très probablement à l'un de ces processus qu'on doit les cailloutis déposés sur la pente continentale au large de Gouraya et au pied de l'îlot Tokik Indich (cf. chapitre IV). L'origine de ces phénomènes peut être très diverse et en tout cas reste encore un tant soit peu hypothétique : rupture d'équilibre en masse par suite d'une surcharge sédimentaire sur une forte déclivité, ébranlement provoqué par les séismes, phénomènes de thyxotropie, etc...

Les passées sablonneuses, que nous avons décrites dans les sédiments de la plaine abyssale, intercalées dans les dépôts pélagiques, s'identifient presque toutes à ce qui est appelé aujourd'hui « turbidites », c'est-à-dire des dépôts mis en place par des courants d'eau turbide ou courants de densité. La richesse de la littérature océanographique et géologique traitant de ce sujet, résumée par Kuenen et Humbert (1964), nous dispense d'en rappeler le mécanisme.

La plupart de ces lits sableux ont une composition minéralogique identique à celle des sablons contenus dans les boues du plateau continental ou du rebord en surplomb. On y trouve aussi une microfaune et des débris de faune du plateau continental mélangés à des formes de dépôts pélagiques des profondeurs comme les Ptéropodes.

La présence de matériel en provenance du plateau continental ou du sommet de la pente continentale implique que les courants de turbidité ou les phénomènes dont ils sont issus (avalanches, éboulements) ont nécessairement pris naissance, pour la plupart, au niveau du rebord continental.

Il est probable que les *canyons sous-marins*, nombreux sur le précontinent algérien, canalisent cet écoulement lourd même s'il ne prend pas naissance à leur tête. En outre, la forte déclivité des versants de ces vallées sous-marines est propice au déclenchement de tels phénomènes, indépendamment du fait que, par leur tête qui échancre fortement le plateau continental, ces vallées recueillent directement des matériaux mis en mouvement au fond ou mis en suspension à l'occasion de grandes crues ou de grandes tempêtes.

Source : MNHN, Paris

Mais les canyons ne sont pas les seuls sites favorables car, au droit du massif de Collo où ils semblent peu nombreux et peu importants on a observé des turbidites. Par ailleurs, les écoulement denses doivent, de toute évidence, dans un premier temps, garder intégralement leur charge de départ au cours de la descente, voire même l'augmenter et croître en conséquence par remise en suspension et entraînement d'une partie de la couche sédimentaire superficielle très molle, encore peu cohésive, constituée de dépôts pélagiques récents. En effet, si nous n'avons jamais observé de turbidites sur la pente continentale, par contre, de nombreuses anomalies dans les carottes sont dues à des lacunes stratigraphiques importantes en particulier dans le fond des canyons. En accord avec KUENEN (1964), nous pensons que les courants de turbidité sont capables d'ablation de sédiment récent non consolidé.

En première analyse et compte tenu de l'échantillonnage très restreint dont nous avons pu disposer, il semble que ces écoulements denses ne commencent à déposer des sablons qu'au pied de la pente continentale. La quasi-totalité de la charge solide en suspension ne doit, en fait, se déposer en abondance que dans la plaine abyssale elle-même, assez loin finalement de la pente continentale.

Si l'on en juge d'après les carottes de l'expédition suédoise de 1947-1948 et de l'« Elie Monier », des matériaux en provenance du sommet de la pente continentale algérienne (et du plateau) seraient entraînés par ces courants de turbidité jusqu'à plus de 50 miles au large. S'il est probable que les écoulements denses empruntant les canyons sous-marins forment véritablement un courant et peut-être même, toute proportion gardée, un torrent turbide, il ne peut en être de même dans la plaine abyssale ou sur une pente continentale dépourvue de canyon. Les lignes de force de ces courants doivent alors éclater en provoquant un étalement et une expansion en éventail dont le schéma théorique de BOUMA *in* SCHEIDEGGER et POTTER (1965), donne une image. Il n'y a plus alors de courant mais plutôt, comme le pensait BOURCART (1959 c) une véritable nappe que nous avons appelée, à l'occasion d'une note antérieure : « *nappe d'épanchement turbide* » (L. LECLAIRE, 1968 e). Par ailleurs, le « *feuilletage* » de certaines passées sablonneuses pourrait s'expliquer par le fait que, quelque soit l'importance de la nappe turbide, il peut être constitué par plusieurs vagues déferlant successivement dans la plaine abyssale.

On interprète généralement les niveaux à concentration de tests de Foraminifères et de coquilles de Ptéropodes comme le résultat de cataclysmes transformant brusquement la plaine abyssale en cimetière marin. Cependant il n'est pas à exclure que certains de ces niveaux soient de même origine que les « *turbidites* ». Ils en possèdent parfois les mêmes caractères, en particulier le « *grano-classement* ». L'absence (relative) de sablons serait due simplement à une origine profonde de l'épanchement turbide, loin du sommet de la pente continentale. Par ailleurs, seuls les dépôts pélagiques, immédiatement antérieurs, seraient affectés par un tel mouvement, dépôts notablement plus riches en Foraminifères planctoniques et Ptéropodes que les boues du rebord continental. Il y aurait concentration de tests et de débris au moment du dépôt, comme il y a concentration de sablons dans les épanchements habituels.

Il est à prévoir que le passage intermittent des nappes turbides, aussi bien sur la pente continentale que dans la plaine abyssale, provoque d'importantes perturbations au niveau de l'interface eau-sédiment. Chaque coulée doit en effet laisser derrière elle un nuage de particules remises en suspension et non entraînées qui « re-sédimentent » par la suite. Les équilibres physico-chimiques déjà réalisés ou en voie d'établissement sont détruits et ne peuvent probablement se rétablir car, si minime soit-elle, il y a eu injection de matière allochtone.

Enfin, bien que rien ne le laisse supposer dans nos observations, il est vraisemblable que des chutes de sables (non turbides) se produisent au niveau de la tête des canyons de la Sébaou, de Courbet-Marine ou de Bougie (par exemple), chutes identiques à celles du canyon San Lucas décrites et photographiées par DILL (1966). Elles seraient, de la même façon, provoquées et alimentées par les transports de sable induits par la houle.

En définitive, les apports (alluvions) qui ne restent pas stockés sur le plateau continental (c'est sans doute le cas de la plus grande masse) sont répartis principalement dans les grands fonds (pratiquement dans la plaine abyssale) par deux voies principales déjà reconnues par J. BOURCART (1960 b) mais nommées différemment :

— *une sédimentation continue*, faible et lente contrôlée par la circulation générale des eaux dans le bassin;

— *une sédimentation spasmodique* (le terme est de DUNBAR et RODGERS, 1957) avec écoulement lourd déclanché par des causes multiples et dont le résultat est le dépôt intermittent (mais abondant) de sédiments en provenance de la pente et du plateau continental, dans la plaine abyssale.

Source : MNHN, Paris

Le premier mode est à l'origine des dépôts pélagiques (*ss. lt.*) « typiques », le deuxième forme les sédiments « atypiques » généralement sablonneux interstratifiés dans les précédents.

Il est évident que la considération de ces deux modes d'acheminements des apports d'origines les plus diverses contrôlés par des phénomènes complexes, ne peut que modifier profondément l'idée qu'on a généralement du taux moyen de sédimentation dans un bassin, plus ou moins en relation avec le principe de la chute verticale des particules et la loi de STOKES.

Les apports éoliens qui, selon ERIKSSON (1965), ont une importance non négligeable dans le remplissage du bassin algéro-baléares, ne sont pas évoqués ici car nous n'en n'avons trouvé trace dans aucune de nos carottes. Il semble qu'à cet égard, le site de la carotte 210 soit particulier.

c) Facteurs dynamiques et diagenèse précoce.

Un seul aspect de ce problème a été abordé au cours de cette étude : l'authigenèse actuelle de gœthite (de limonite) et de sulfures en relation avec l'oxygénation des eaux de fond du bassin algéro-baléares. La genèse de la pyrite a déjà fait l'objet d'une note antérieure (L. LECLAIRE, 1969 a).

Rappelons qu'actuellement, la plus grande partie de la superficie du bassin algéro-baléares, sauf le versant constantinois et algérois, est tapissée par une pellicule de boues jaunes d'épaisseur variable (inférieure à 1 m). Ces boues sont, en règle générale, dépourvues de pyrite ou de monosulfures mais contiennent par contre de la gœthite (et limonite) dont une partie se trouve sous forme de remplissage de Foraminifères ou de moules internes. Les épigénies de débris organiques sont beaucoup plus rares. Dans les boues noires ou grises du versant constantinois, on a mis en évidence au contraire des traces de monosulfures et de pyrite. En outre, la quantité de fer oxydé soluble est, par rapport au fer réduit, beaucoup plus importante que dans les boues noires. Ce fait s'exprime par notre indice « *rédox* », plus élevé dans les boues jaunes (supérieur à 3).

Les auteurs s'accordent pour reconnaître aux sulfures néoformés une origine biochimique liée à l'activité de la flore bactérienne. Or le biochimisme bactérien dont le siège principal est la pellicule de dépôts récents, dépend au moins en partie du degré d'oxygénation du milieu environnant : aérobie ou anaérobie. La quantité d'oxygène dissous dans les eaux de fond, au contact du sédiment, est donc l'un des facteurs déterminants.

A cet égard, on sait que, grâce à la circulation générale des eaux dans le bassin algéro-baléares esquissée dans le paragraphe précédent, les eaux de fond sont renouvelées suivant un cycle saisonnier et, dans les conditions actuelles, restent donc constamment oxygénées.

Deux coupes, l'une Nord-Sud suivant le méridien 6° (croisière du Cbain en juin 1959) l'autre sensiblement Est-Ouest entre les îles Baléares et la Sardaigne (croisière de la « Thalassa ») sont significatives à cet égard. Dans la première établie par MCGILL (1962), il apparaît que la teneur en oxygène des eaux de fond est comprise entre 4,20 et 3,30 ml/l (plus de 5 ml en surface) alors qu'une nappe d'eau intermédiaire située en 400 et 1 000 m environ se caractérise par un minimum de 3,90 ml/l. Dans la seconde, effectuée en hiver, par FURNESTIN et ALLAIN (1962 b), on remarque que les eaux de fond sont plus oxygénées : entre 4,60 et 4,80 ml/l de même que les eaux intermédiaires 4,20 à 4,40 ml/l (5,50 à 6,30 ml/l en surface).

Il existerait donc, à moyenne profondeur, une nappe d'eau à moindre teneur en oxygène. Cette eau baigne la moitié supérieure de la pente continentale constantinoise où précisément de la pyrite se forme encore actuellement (en faible quantité). Par ailleurs, c'est aussi dans cette zone que le taux de sédimentation de matière organique en grande partie végétale, est maximum. Cette matière organique apparaît toujours très dégradée dès le sommet des carottes ce qui atteste de l'activité biochimique de la flore bactérienne. Comme il faut s'attendre, à la suite des travaux de BROUARDEL et FAGE (1956), d'une part à la chute brutale (de l'ordre de 10 %) des teneurs en oxygène dissous des eaux au contact du sédiment, d'autre part à la très lente diffusion de ce gaz, il est vraisemblable que la pellicule superficielle de sédiment soit nettement appauvrie en oxygène. Comme le suggère OPPENHEIMER (1966), les conditions seraient alors favorables à l'apparition de *« micro-environnements »* nettement réducteurs (l'intérieur d'un test de Foraminifères, le voisinage immédiat d'un détritus organique) propices à la genèse de sulfures.

Par contre, plus à l'Ouest et au Nord du bassin, les phénomènes de plongée d'eaux de surface (oxygénées), observés au cap Palos (FURNESTIN et ALLAIN, 1962 a) alliés à un taux de sédimentation

Source : MNHN, Paris

de matière organique particulièrement faible, maintiennent au contact du sédiment un milieu bien oxygéné dans toute la plaine abyssale jusque sur la pente continentale oranaise. Il y a là, authigenèse de gœthite.

Dans les deux cas, le passage d'une nappe turbide a, semble-t-il, pour conséquence la formation d'un milieu nettement réducteur au sein des sédiments « *re-déposés* » ce qui se traduit dans les carottes par une zonation. Les passées sablonneuses sont généralement surmontées (ou encadrées, car il y a souvent contamination du sédiment sous-jacent) par des horizons de couleur très foncée, riches en monosulfures. L'équilibre préexistant se rétablissant ensuite progressivement au fur et à mesure du dépôt de nouveaux sédiments pélagiques, il y a réapparition d'un milieu oxydant et de boues plus claires si l'oxygénation des eaux de fond est suffisante. Cette zonation « *inter-turbidites* » est parfaitement nette dans la carotte C. 4 Géomed. I.

La relation entre la « *respiration* » du bassin et les diagenèse précoces à base de fer (et parallèlement de manganèse) est donc évidente. Ce phénomène a joué un rôle important dans la formation des boues bleues méditerranéennes, milieu réducteur sous-jacent aux boues jaunes et constitué au cours d'une époque antérieure. Cette stratification parfaitement visible dans la plupart des carottes prélevées dans la plaine abyssale est l'un des indices qui montre que les conditions de sédimentation actuelles ou très récentes que nous venons de décrire si sommairement sont celles d'un passé somme toute peu éloigné dans le temps car appartenant au Quaternaire récent : *l'époque tardiglaciaire.*

II — QUELQUES DONNÉES SUR LES CONDITIONS DE SÉDIMENTATION PENDANT LE QUATERNAIRE RÉCENT.

1 — LES CONDITIONS CLIMATIQUES ET LES APPORTS.

On sait que l'époque actuelle, de type interglaciaire, fait suite à un épisode d'extension des glaciers, dernière (?) pulsation glaciaire du Würm, appelé encore **Tardiglaciaire.** Les conditions climatiques d'alors, dans le bassin méditerranéen, étaient différentes de celles que nous connaissons actuellement. Les glaces recouvraient une grande partie de l'Europe alors que la faune vertébrée des régions froides descendait presque jusqu'en Espagne (Bœuf musqué, Renne, etc...).

Aujourd'hui et depuis plusieurs millénaires, le climat algérien (méditerranéen), bien que variable du Nord au Sud se caractérise dans tout le pays par un trait commun : la *sécheresse* et la *chaleur estivale,* et les *pluies hivernales.* DURAND (1959) a fait remarquer que ces pluies du début de l'hiver « *tombant sur un sol nu se traduisent par une forte érosion et un alluvionnement important* ». Ce climat très contrasté explique pour une bonne part la charge solide considérable charriée par les rivières algériennes dont la plupart ont un régime intermittent. D'ailleurs, comme le signale GUILCHER (1965), la turbidité des fleuves en zones subarides est toujours très élevée. Ce fait est la conséquence d'une intense érosion des sols (formés antérieurement) liée à la zone climatique chaude et subaride. L'importance et la rapidité de l'érosion actuelle des sols en Algérie a été observée par de nombreux auteurs ROUBAULT (1958), MOREL (1951), BALOUT (1955), HILLY (1958)...

De nombreux travaux traitent du problème des paléoclimats quaternaires et plus particulièrement du dernier grand épisode glaciaire : le Würm.

ERIKSSON (1965) a fait récemment la synthèse de ce qui se rapporte au bassin méditerranéen occidental. En général, les auteurs s'accordent pour reconnaître que, mises à part quelques brèves oscillations, une époque à climat nettement plus froid qu'à l'heure actuelle a marqué la fin du Würm dans ce bassin.

Selon BUTZER, (*in* ERIKSSON, 1965), les précipitations ont considérablement varié au cours de la dernière glaciation; en accord avec BONIFAY, cet auteur considère toutefois que la dernière phase du Würm fut la plus sèche et la plus froide. Ce point de vue est très voisin de celui de BRUNNACKER

Source : MNHN, Paris

(1969) qui, à partir d'une étude pédologique, notamment au Sud de la France et de l'Espagne, conclut à une semi-aridité du climat würmien dans ces régions.

Pour HILLY (1957), les grandes dunes anciennes des plaines de Bône et de Senhadja se seraient édifiées dans des conditions climatiques identiques.

Cependant, QUEZEL (*in* ERIKSSON, 1965) a montré, par une analyse pollinique que depuis la fin du Würm moyen, la majeure partie de l'Afrique du Nord était soumise à un climat tempéré froid relativement humide. Au cours de la même époque la zone désertique saharienne, aurait même presque disparu, remplacée par une couverture végétale forestière.

A-t-il pu y avoir des différences entre le climat du littoral algérien (du bassin méditerranéen occidental en général) et celui de l'arrière-pays ? Ce problème est complexe et au demeurant encore mal élucidé. Bien que l'existence d'anciennes forêts très importantes en Algérie soit unanimement reconnue (il en reste encore des vestiges), il faut s'attendre à ce qu'à cette époque comme aujourd'hui des différences sensibles à caractère régional aient existé entre, par exemple, le climat de la Kabylie et celui des plaines côtières. Il résulte de ces considérations climatiques qu'on ne peut préciser ni l'importance ni la nature du manteau végétal du Tell algérien. Toutefois, il n'est pas déraisonnable d'admettre que la végétation pendant l'époque froide antérieure à l'Holocène et au début de celui-ci ait été plus dense qu'aujourd'hui. Corrélativement, l'érosion des sols fut alors plus faible et la quantité de matériaux déversés en mer moins importante.

On sait qu'actuellement (GUILCHER, 1965) l'alluvionnement en mer par les fleuves est le plus intense dans les régions chaudes subarides et le plus faible dans les zones froides arides ou humides (ou tempérées froides). Les différences sont telles qu'il n'est pas rare de trouver dans le premier cas des débits solides de l'ordre de plusieurs centaines de kg/m^3 contre quelques dizaines de grammes par m^3 seulement dans le second cas. A titre d'exemple, on estime à deux milliards de tonnes par an le débit d'un fleuve comme le Hoang Ho et 11 -12 millions de tonnes par an celui de la Lena. Ce dernier fleuve (sibérien, il est vrai) avec ses 65 000 m^3/s. de débit liquide pendant les hautes eaux annuelles, charrie à peine plus d'alluvions que l'oued Isser (8 - 9 millions de t/an à Palestro) dont le débit liquide maximum connu ne dépasse pas 600 m^3/s.

La turbidité spécifique est cent à mille fois plus élevée dans les fleuves des régions chaudes subarides que dans ceux des régions froides. Il est donc très vraisemblable que les rivières algériennes, pendant l'épisode froid du Würm terminal, aient eu des débits solides considérablement moindres qu'aujourd'hui. De ce fait, les apports d'alluvions furent corrélativement plus faibles. La sédimentation sur la bordure sud du bassin algéro-baléares a dû en être affectée.

2 — LES CONDITIONS DE SÉDIMENTATION SUR LE PLATEAU CONTINENTAL.

Les rivières de la fin du Würm n'étaient pas des oueds. Il est possible et même très probable que leur débit liquide ait été supérieur à celui des oueds actuels mais, pour les raisons évoquées ci-dessus, il n'en a pas été de même des débits solides. Par ailleurs, la nature du transport solide devait être différente : moins d'argile et de limons, relativement plus de sables. Par rapport à l'époque actuelle les apports d'alluvions étaient ainsi vraisemblablement différents en quantité et en nature.

En outre, ces apports ne pouvaient être classés, vannés, distribués, sur le plateau continental comme aujourd'hui puisque ce dernier était découvert. En effet, on admet depuis longtemps que, corrélativement au maximum d'extension des glaces, pendant le Würm, le niveau moyen des mers s'est considérablement abaissé. DONN, FARRAND & EWING (1962) estiment qu'au volume d'eau immobilisé par les glaces au maximum de la glaciation doit correspondre un abaissement du niveau des mers de l'ordre de 125 m par rapport à l'actuel. EMERY (1965 et 1967) a retrouvé la trace de rivages anciens sur tout le plateau continental de la côte atlantique des Etats-Unis. Il en a déduit qu'il y a environ 20 000 ans, la ligne de rivage devait se situer à la cote — 80 m au Sud et — 120 m au Nord. Un tel abaissement du niveau moyen des eaux de l'Atlantique n'a pu qu'entraîner un égal abaissement des eaux de la mer Méditerranée : ERIKSSON (1965) l'estime à — 100 m.

Des preuves incontestables en faveur de cette régression des eaux méditerranéennes ont été apportées par la découverte de coquilles de faune froide (*Cyprina islandica*) du Quaternaire récent sur le rebord du plateau continental provençal. De plus, seule une telle régression permet d'expliquer

Source : MNHN, Paris

les anomalies morphologiques et sédimentologiques mises en évidence dans les chapitres II et III : dunes submergées, chenaux et « platiers » du golfe de Bône, ligne d'ancien rivage qui sculpte le plateau continental entre — 80 et — 100 m entre le cap de Garde et le cap Nègre, le canyon de Bougie, les « *bancs* » de calcaire ancien du large dont certains rappellent étrangement des cordons littoraux etc...

Cet abaissement du niveau général des mers a donc eu comme conséquence inéluctable l'émersion de la quasi-totalité du plateau continental algérien sans doute envahi au fur et à mesure de la régression par des dunes édifiées à partir des sables laissés par la mer. Pour chaque rivière, l'ancien plateau continental émergé est devenu une plaine côtière d'alluvionnement. Certaines, comme la Soummam, ont même creusé leur lit dans les sédiments préexistants (canyon de Bougie). L'actuelle plaine de Bône qui, dans une certaine mesure, pourrait être prise comme image de ce passé, occupait une superficie double. L'ancien plateau continental a dû servir à cette époque de vaste aire de décantation ralentissant probablement l'arrivée de grandes masses d'alluvions à la mer. Par ailleurs des rivières comme l'Isser, la Sebaou, débouchaient directement au-dessus des grands fonds.

Les conditions de sédimentation étaient donc radicalement différentes sur le plateau continental alors que le changement de climat et la régression du niveau de la mer modifiaient profondément l'hydrologie du bassin algéro-baléares.

3 — LES CONDITIONS DE SÉDIMENTATION SUR LA PENTE CONTINENTALE ET DANS LA PLAINE ABYSSALE.

Le déversement d'alluvions au-dessus des grands fonds par beaucoup de rivières qui débouchaient directement au sommet de la pente continentale, le transport de sables par les courants de houle le long des rivages proches du rebord et des têtes de canyons étaient très probablement les conditions de sédimentation les plus caractéristiques au niveau de la bordure algérienne, au terme de la grande régression préflandrienne. En outre, pour des raisons climatiques exposées précédemment, nous pensons que la quantité de matériaux argileux ramenés à la mer était plus faible qu'actuellement; les alluvions ayant par ailleurs, une composition différente : beaucoup de sables et de sablons, peu de pélites (argiles). Or, il a été constaté en plein accord avec H. Petterson que, dans plusieurs carottes particulièrement riches en passées sablonneuses, ces dernières diminuaient en nombre et épaisseur moyenne, à partir d'un certain niveau jusqu'au sommet (C. 4 Géomed. I). Nous avons vu d'autre part que ce phénomène s'accompagnait d'une nette augmentation de la teneur en argile des boues dans pratiquement toutes les carottes.

Si on confronte ces données sédimentologiques aux conditions de sédimentation, on s'aperçoit que ces fluctuations sont en relation avec la dernière oscillation climatique. Le passage d'un climat relativement froid au climat actuel (ou peu différent), du début de l'Holocène, la transgression flandrienne, ont provoqué, simultanément, une diminution relative du taux de sédimentation spasmodique et une augmentation du taux de sédimentation continue des argiles. C'est très probablement ce qui est en partie à l'origine de la **séquence lithologique** mise en évidence dans la carotte C. I Géomed. I.

Du climat dépendent aussi la circulation générale des eaux (circulation océanique) et les échanges entre la mer Méditerranée et l'océan Atlantique. A cet égard Kullemberg (1952) puis P. Mars (1963), en partant des fluctuations saisonnières actuelles, ont très clairement mis en évidence les grandes lignes d'une paléodynamique de période glaciaire au niveau du détroit de Gibraltar. L'hypothèse de l'inversion des courants fournit une solution au problème du renouvellement des faunes littorales du **Quaternaire** en Méditerranée.

Sous un climat tempéré froid (de type péri-glaciaire), au moins pendant la fonte des glaces, la Méditerranée a vraisemblablement connu, contrairement à l'époque actuelle, un **bilan hydrologique excédentaire**. Il y a eu diminution des pertes par évaporation et augmentation sensible des apports en relation avec les précipitations non négligeables. La salinité a corrélativement diminué. Le surplus d'eaux méditerranéennes ne pouvait que se déverser dans l'océan Atlantique, en surface, par le détroit de Gibraltar. Etant donné l'abaissement général du niveau des mers, les échanges à ce niveau

Source : MNHN, Paris

ont dû être plus difficiles qu'aujourd'hui. Les eaux sortantes devaient s'écouler dans l'Atlantique, en occupant la plus grande partie du goulot, ne permettant ainsi l'entrée en Méditerranée, en profondeur, que d'un filet d'eaux océaniques (froides et probablement plus salées) ou de bouffées intermittentes. Ainsi l'actuel courant atlantique ne pouvait exister pendant le Tardiglaciaire. Depuis il y a eu inversion.

Par ailleurs, la dessalure partielle des eaux de surface en Méditerranée, la densité relativement plus élevée des eaux de fond (atlantique ?) ne permettaient pas le développement de courants de convexion identiques à ceux que nous avons décrits précédemment. Ces eaux devaient être plus ou moins bien stratifiées ce qui suppose de longues périodes de confinement pendant lesquelles, sans qu'il y ait disparition totale de l'oxygène dissous comme le prouve une microfaune benthique parfois abondante, l'appauvrissement fut favorable à l'apparition de milieux réducteurs dans les couches superficielles des dépôts.

La Méditerranée, au moins son bassin occidental, devait avoir à l'époque, toute proportion gardée, un régime des eaux comparables à celui de l'actuelle mer Baltique.

Cette dynamique des eaux méditerranéennes pendant le Tardiglaciaire, totalement différente de la circulation générale actuelle, a très nettement laissé sa marque dans les dépôts contemporains du bassin algéro-baléares. On lui doit, selon toute vraisemblance, les boues bleues sous-jacentes aux boues jaunes dans la plaine abyssale, caractérisées par leur teneur en matière organique plus élevée, leurs sulfures et leur microfaune « *froide* ». Le passage des boues bleues aux boues jaunes et principalement la substitution d'une microfaune « *chaude* » à une microfaune « *froide* » (Foraminifères planctoniques) marquent donc dans les sédiments l'établissement progressif des conditions actuelles. Autrement dit, la zonation géochimique (avec quelques restrictions) et surtout la biostratigraphie des sédiments étudiés précédemment, sont en relation indirecte avec l'oscillation climatique.

Dans des cas exceptionnels (C. I Géomed. I), on peut même dire qu'à la dernière séquence climatologique constituée par la succession des époques tardi et post-glaciaires correspond une séquence lithologique avec passage de boues siliceuses à des boues argileuses. Cette relation climat-sédimentation est très complexe et n'est pas l'objet de cette étude. Remarquons cependant qu'elle s'est établie au cours de la dernière oscillation climatique par deux mécanismes majeurs et complémentaires :

— l'érosion des sols,

— la dynamique des eaux du bassin de sédimentation.

> Notons encore que la relation érosion des sols · nature des sédiments, esquissée précédemment, semble, en première analyse, ressortir de la théorie de la Bio-rhexistasie. Toutefois, des études plus précises seraient nécessaires pour déterminer si la théorie d'Erhart est applicable à un laps de temps aussi court à l'échelle géologique.
>
> Il va de soi que lorsque nous écrivons : relation entre zonation géochimique, biostratigraphie et oscillation climatique, il ne s'agit pas, dans notre esprit, de corrélations strictes. Il y a nécessairement, en effet, des décalages, des retards, voire même des oppositions, dans l'apparition des différents phénomènes liés aux changements climatiques. On a ainsi constaté que pour des raisons d'ordre local, des boues jaunes ne se formaient pas encore sur la hordure constantinoise, Ryan, Olausson et Fairbridge (1966) signalent qu'il faudrait un millénaire pour que, en cas de non-renouvellement des eaux de fond du bassin méditerranéen oriental, apparaissent des milieux fortement réducteurs. De même, il peut y avoir relation apparente entre pulsations glaciaires et zonation des sédiments mais pas nécessairement corrélation. La glaciation, au même titre que la dynamique des eaux n'est pas une cause mais une conséquence d'un phénomène plus général dont les effets se font sentir avec des décalages dépendant en partie des propriétés des différents milieux affectés (volant thermique des eaux, etc...). Les interactions diverses qui se produisent peuvent en outre apporter des modifications locales ou régionales.

Au cours de cette brève analyse de conditions de sédimentation d'un passé relativement récent à l'échelle des Temps géologiques : le Tardiglaciaire, nous avons finalement rappelé les profondes modifications qui ont marqué l'avènement progressif de l'époque actuelle. Ces modifications de tous ordres, sous le contrôle du climat, expliquent le changement plus ou moins discret dans la sédimentation constaté au cours de l'étude des carottes et résumé dans la conclusion du chapitre IV. Le passage du Tardiglaciaire au Postglaciaire s'est inscrit dans les sédiments du bassin algéro-baléares.

La carotte C. I. Géomed. I montre, en outre, que cette dernière séquence climatique et sédimentaire a été précédée par une autre du même genre, sans doute plus complexe et moins contrastée.

Source : MNHN, Paris

Il s'agirait peut-être d'une phase de déglaciations partielles du Würm faisant suite à la première grande pulsation glaciaire.

Dans les chapitres III et IV, nous nous sommes efforcé de préciser la nature de la sédimentation sur cette bordure sud du bassin algéro-baléares. Nous venons d'évoquer les facteurs dynamiques qui influent fortement sur la distribution et la nature des sédiments. Afin de compléter cet aperçu de la genèse des sédiments, nous rassemblerons dans le paragraphe suivant toutes les données concernant l'origine des principaux constituants des dépôts et la répartition des principaux faciès, données disséminées dans les développements précédents ou non encore abordées.

B. ORIGINE DES SÉDIMENTS ET RÉPARTITION DES PRINCIPAUX FACIÈS.

I — ORIGINE DES PRINCIPAUX CONSTITUANTS.

1 — LE CALCAIRE.

a) Le calcaire dans les sables et les vases.

Le calcaire est essentiellement d'origine organique. Sur les hauts-fonds et les platiers (ou à proximité immédiate), c'est une production des biocénoses actuelles et récentes à **Algues calcaires** et **Bryozoaires** dont la composition et l'écologie ont fait l'objet du mémoire de J. P. Caulet (1970).

Dans les *« bancs calcaires »* du large (les sables calcaires profonds) et, d'une façon générale, dans les *« sables fauves »*, les *« sables verts »* (glauconieux) et les sables siliceux de la bordure littorale, le calcaire, bien que sensiblement de même nature que précédemment, est ancien et peut même être qualifié de détritique. Il est possible qu'une partie de ce calcaire ait été repris à des formations anciennes pléistocènes du plateau continental (cf. paragraphe II).

b) Le calcaire dans les boues.

Nous n'avons pas trouvé de boues calcaires dans le bassin algéro-baléares c'est-à-dire que conformément à notre classification aucune des boues prélevées par dragage ou carottage ne contient plus de 66,6 % de $CaCO_3$. Toutefois, si elles existent, elles doivent être tout à fait comparables à la **vase calcaire à Globigérines** des parages du banc de « l'Émile Baudot » qui n'a rien de commun avec celles du plateau continental algérien.

Les boues calcaréo-argileuses et argilo-calcaires sont beaucoup plus fréquentes; les plus typiques se rencontrent dans le canal de La Galite, près du cap Palos et sur les abords sous-marins des îles Baléares. Elles tapissent probablement toute la bordure septentrionale du bassin.

Quelque soit la teneur en $CaCO_3$ des boues des différentes régions du bassin, on distingue :

— un calcaire organogène,

— un calcaire finement grenu d'origine inconnue ou hypothétique.

Source : MNHN, Paris

Le calcaire organogène.

Le calcaire organogène des boues est constitué pour l'essentiel par des Foraminifères et des Coccolithes. Les Ptéropodes et les Ostracodes sont beaucoup moins abondants sauf dans des cas exceptionnels très localisés (niveaux à Ptéropodes de certaines carottes).

Les Foraminifères.

Parmi les Foraminifères, ce sont les espèces planctoniques qui, dans l'ensemble, constituent la plus grande masse. On a cependant observé quelques concentrations de formes benthiques dans la vallée de Tabarca et au niveau du rebord du plateau continental.

Il est rare que sur la bordure algérienne, les Foraminifères soient le constituant principal des boues ou vases. Cependant, dans le chenal de La Galite comme dans les quelques échantillons qui proviennent de la bordure septentrionale du bassin, ils constituent jusqu'à 25 % du sédiment total sec. Localement, sur la bordure sud des îles Baléares on peut parler de « boues à Globigérines » tant le genre *Globorotalia* notamment est abondant. Des concentrations moins importantes du même genre et d'autres formes planctoniques : *Orbulina universa*, *Globigerina bulloïdes* etc., ont été observées sur les « *bancs calcaires* » du large, dans les vases calcaires. Dans ce cas, comme nous l'avons vu, il s'agit d'une thanatocénose accumulée par vannage des boues ou vases sous l'action des « *courants de houle* ».

Origine et fluctuations des Foraminifères.

Le problème de l'origine des espèces présentes actuellement dans les bassins méditerranéens a déjà été évoqué à plusieurs reprises par de nombreux auteurs.

Selon R. Todd (1958) les espèces récentes et actuelles les plus abondantes dans le bassin occidental existaient au moins sous forme archaïque dans le Néogène méditerranéen.

Cependant, Colom (1954), à propos de *Globorotalia inflata*, pense que l'apparition de cette espèce est récente : post-pliocène car elle est très abondante actuellement dans les sédiments au large des côtes espagnoles (et des îles Baléares) mais semble absente ou très rare dans les dépôts pliocènes de la Péninsule Ibérique. Ce fait, s'il était confirmé, pourrait avoir une grande importance car il permettrait de déterminer une limite plio-pléistocène, au cas où elle serait accessible par le carottage dans le bassin actuel. Cette espèce est toutefois connue en Italie où elle caractérise une zone du Pliocène supérieur. Par ailleurs, P. Muraour (1949) et nous-même, l'avons trouvée dans le Pliocène algérien.

> Il y a là une difficulté qui pourrait bien être d'ordre taxonomique. En effet ce qu'on appelle couramment *Globorotalia inflata* dans les dépôts quaternaires récents des bassins méditerranéens n'est pas rigoureusement identique à *G. inflata* de la collection d'Orbigny. C'est aussi le point de vue de Mme Le Calvez (communication orale). Une étude de spécialiste semble donc souhaitable pour lever cette incertitude.

Quoiqu'il en soit, c'est *Globorotalia inflata* (d'Orbigny) typique qui accompagne *Globorotalia crassaformis aemiliana* (Colalongo et Sartoni) dans le Quaternaire ancien de la carotte C. 3 Géomed. I et dans les prélèvements au large de Gouraya. Cette dernière espèce n'a pas encore été signalée ailleurs en Méditerranée. *Globorotalia crassaformis*, actuelle dans les eaux profondes de l'océan Atlantique, n'a pas été observée dans les eaux méditerranéennes ni dans les dépôts récents. Par ailleurs et dans le même ordre d'idée, *Globorotalia hirsuta*, espèce commune des eaux atlantiques est très rare en Méditerranée. D'autres espèces, fréquentes actuellement ou antérieurement dans l'Océan (ex : *Globorotalia menardii*) sont inconnues ou très rares en Méditerranée. Par contre, toutes les espèces abondantes actuellement dans cette mer peuplent l'Océan. Depuis fort longtemps semble-t-il (Pliocène ?) il y a eu échanges de plancton entre l'Océan et la Mer, échanges sélectifs dans le sens Océan-Mer.

Actuellement, par le courant atlantique, l'influence de l'océan Atlantique est considérable. Les thanatocénoses à *Globorotalia truncatulinoïdes*, *Globigerinoïdes ruber* (rose), *Globigerinella æqui lateralis*, *Globigerinoïdes sacculifer* etc. sont sans doute d'origine océanique en provenance des eaux tropicales et subtropicales de l'Atlantique (Bé, 1959 et 1967)). Or, cette population caractérise la microfaune « *chaude* » dans la biostratigraphie des sédiments du Quaternaire récent méditerranéen. Elle ne subsiste, semble-t-il, nulle part pendant les épisodes « *froids* ».

Source : MNHN, Paris

Si l'on peut attribuer avec vraisemblance cette disparition au refroidissement et à la variation de salinité des eaux de la Méditerranée, on ne peut pas mettre au compte du réchauffement de ces mêmes eaux la réapparition soudaine de ces espèces. Ces associations de formes « *chaudes* » n'ont réapparu en Méditerranée que lorsque les eaux atlantiques ont pu y pénétrer à nouveau, en quantité suffisante, c'est-à-dire lorsque le courant atlantique s'est établi ou a été rétabli. L'existence de ce courant est étroitement dépendante de l'économie hydrologique de la Méditerranée comme nous l'avons vu précédemment. Bien que cette économie soit contrôlée en définitive par le climat, la biostratigraphie des dépôts récents devrait donc être avant tout interprétée en terme de relation Mer-Océan.

Précisons davantage.

L'apparition de la microfaune planctonique dite « *chaude* » dans les dépôts (microfaune atlantique pour l'essentiel) souligne « *l'ouverture* » relative au niveau de Gibraltar de la mer Méditerranée aux eaux de l'Océan. La microfaune planctonique dite « *froide* », bien que très probablement d'origine atlantique se développe néanmoins dans une mer pratiquement isolée de l'Océan. A cet égard, l'absence de *Globigerina pachyderma* sénestre (sauf cas exceptionnel de C. I. Géomed. I) peut aussi bien signifier que les eaux méditerranéennes n'étaient pas assez froides pour provoquer le changement de sens d'enroulement des espèces dextres ou que *Globorotalia pachyderma* sénestre qui descendait vraisemblablement au Sud de la latitude de Gibraltar n'a pu entrer en Méditerranée.

La suppression du courant atlantique dépend en fin de compte de modifications climatiques très légères. Actuellement, en régime hivernal, la veine d'eaux atlantiques s'amincit d'une centaine de mètres environ. Or, il est admis que l'apparition des conditions climatiques favorables (à plus ou moins longue échéance) à un englacement, s'est traduit en Méditerranée occidentale par une baisse progressive (mais pas nécessairement forte) de la température et une augmentation des précipitations comparables au régime hivernal actuel mais d'amplitude plus importante et durable. Dès lors, le bilan hydrologique de la Méditerranée est progressivement devenu excédentaire entraînant l'inversion des courants à Gibraltar et la « *fermeture* » relative de la Mer. Parallèlement, l'apport d'eaux douces, la faible évaporation, modifient assez rapidement les propriétés des eaux, au moins en surface, lesquelles, du fait de leur écoulement dans l'océan à Gibraltar, sont continuellement renouvelées. En outre, le rétablissement de conditions climatiques « *meilleures* » qui a entraîné la fusion des glaces, s'est accompagné très probablement d'une augmentation des précipitations et de toute façon a dû provoquer un apport d'eaux douces et froides. Par conséquent, le bilan de la Méditerranée devait rester excédentaire. Cet état persista vraisemblablement jusqu'à ce que les calottes de glace aient suffisamment régressé.

L'adoucissement des eaux méditerranéennes pendant la période « froide », prévue par MARS (1963), mis en évidence par VERGNAUD GRAZZINI & HERMAN ROSEMBERG (1969), fut sans doute tout aussi *létal* pour les espèces subtropicales ou tropicales atlantiques enfermées en Méditerranée que l'abaissement de température. Par contre, les espèces d'eaux « *intermédiaires* » (tempérées froides et subarctiques) : *Globigerina quinqueloba*, *Globigerina pachyderma* (dextre), *Globorotalia scitula*, etc., qui persistent certainement dans le bassin provençal pendant les périodes « *chaudes* », se sont multipliées.

La disparition de la microfaune planctonique « *chaude* » serait alors pratiquement contemporaine du début de la modification climatique mais par contre sa réapparition aurait été retardée par rapport au début de « *l'amélioration* » climatique suivante.

Le retour des espèces « *chaudes* » en Méditerranée serait aussi, selon toute probabilité, contemporain ou légèrement postérieur à la disparition en Atlantique Nord de la microfaune « *froide* » marquée par le changement du sens d'enroulement de *G. pachyderma* contenu dans les dépôts récents, changement qui remonte selon les auteurs à 11 000 ans B. P. environ. Ce retour suppose en effet que les espèces tropicales et les eaux atlantiques chaudes soient remontées au moins à la latitude de Gibraltar.

Enfin, il est maintenant évident que la zone « *froide* » des carottes est indépendante de l'englacement continental et que l'intervalle de temps qu'elle représente est largement supérieur à la durée de la phase glaciaire au sens strict. Ainsi, au moment du « *maximum de froid* » dans le bassin oriental, déterminé par C. EMILIANI (1955), qui se situerait vers 17 500 ans, l'englacement de l'Europe devait être déjà stoppé car, ou les données fournies par la mesure de l'oxygène isotopique traduisent un maximum de froid réel, atmosphérique, défavorable, ou bien elles expriment plutôt une dilution des eaux correspondant à la fonte des glaces. Dans les deux cas il n'y a plus d'expansion des glaces.

Source : MNHN, Paris

On voit donc la complexité et les difficultés d'une interprétation de la zonation biostratigraphique mise en évidence dans les sédiments récents du bassin algéro-baléares.

Ces difficultés d'ordre général sont aggravées par des variations régionales. Ainsi, même actuellement, la thanatocénose de Foraminifères planctoniques du Nord du bassin occidental (bassin provençal) n'est pas rigoureusement identique à celle du Sud de la bordure algérienne. On peut distinguer en première analyse une zonation géographique, latitudinale, qui ressemble, dans une certaine mesure, à celle de l'Atlantique Nord (Bé, 1967), avec :

— une thanatocénose de type « *septentrional* » dans le bassin provençal, à *Globigerina pachyderma* en nombre important, *Globorotalia scitula* fréquent et *Globigerina bulloïdes* très abondante...;

— une association « *intermédiaire* » à *Globorotalia inflata* et *Orbulina universa* très abondante;

— une thanatocénose « *méridionale* » dans laquelle on trouve les espèces précédentes mais en moins grand nombre avec *Globigerinoïdes ruber* (rose), *Globorotalia truncatulinoïdes* et *Globigerinoïdes sacculifer* relativement abondants.

Cette distribution, très schématisée ici, est sans doute à mettre en relation avec les fluctuations saisonnières du plancton comme en Atlantique, la plongée d'eaux plus froides devant le précontinent français jouerait le rôle, toute proportion gardée, de l'expansion des eaux arctiques dans l'Océan. A ce titre, le bassin occidental de la Méditerranée s'identifierait une fois de plus à un *micro-océan* H. Lacombe, 1969).

Les Coccolithes.

Les Coccolithes sont présents pratiquement dans tous les sédiments du bassin algéro-baléares mais en quantité extrêmement variable : moins de 1 % du calcaire total dans les vasières du plateau continental, 50 % environ dans les boues du secteur Baléares (cf. C. T. 3). En règle générale, toutes les boues calcaires riches en **Foraminifères**, le sont aussi en **Coccolithes**. C'est le cas pour les sédiments du Cap Palos (Espagne), des îles Baléares, du chenal de La Galite. Mais alors que, selon nos estimations, les Coccolithes sont rares sur le plateau continental, ils représentent une masse de calcaire largement supérieure à celle des **Foraminifères** au niveau du rebord et sur la pente continentale.

Nos estimations, nécessairement très imprécises, montrent tout au long des chapitres III et IV que les Coccolithes ne constituent qu'exceptionnellement de 20 à 30 % du sédiment total sec, rarement de 10 à 20 % et plus couramment moins de 5 %. Ces chiffres sont inférieurs à ceux de F. Bernard et J. Legal (1953) concernant la baie d'Alger et ses abords où précisément nos estimations sont les plus faibles.

Correns (1939) a retenu le chiffre de 13,2 % dans les boues riches en calcaire mais pauvres en **Foraminifères**. C'est du même ordre de grandeur que les proportions données par Bramlette (1958).

Si on se refère aux chiffres de productivité en phytoplancton et notamment en Coccolithes des eaux d'Alger, chiffres établis par Bernard, on constate que plus de 90 % du calcaire ayant cette origine échappe au dépôt. C'est assez surprenant car on ne voit pas très bien les causes : dissolution, transport ?

Parmi les espèces les plus couramment observées (Planches 13 et 14), *Emiliania huxleyi* est de loin la plus abondante; viennent ensuite les espèces : *Gephyrocapsa oceanica*, *Coccolithus leptoporus* et les genres : *Rhabdosphaera*, *Discophaera*, *Cyclococcolithus*, etc. Les espèces remaniées qui se remarquent en général par leur taille beaucoup plus grande ne sont pas rares. Quelques *Discoaster* ont été observés.

> Au cours de l'examen systématique d'une sélection de dragages du plateau continental et de prélèvements dans les carottes, il nous a semblé percevoir des fluctuations géographiques dans la distribution des fréquences de certaines espèces et peut-être aussi des variations verticales dans les carottes. Nous ne pouvons pour l'instant préciser davantage. Il est possible qu'au cours du Quaternaire récent, les Coccolithes aient été affectés, de la même façon que les Foraminifères, par les fluctuations climatiques et les phénomènes qui leur sont liés. Les espèces les plus fréquentes en Méditerranée se retrouvent aussi, semble-t-il, en Atlantique.

J. P. Caulet (1970) a montré l'importance du courant atlantique dans le développement des biocénoses benthiques à Algues et Bryozoaires, nous venons de voir très sommairement son rôle dans le renouvellement des Foraminifères du plancton méditerranéen. Les pulsations de l'Océan

Source : MNHN, Paris

Atlantique dans la mer Méditerranée, l'inversion des courants à Gibraltar auraient donc joué un grand rôle dans la genèse du calcaire biogène des sédiments méditerranéens et particulièrement du bassin algéro-baléares. A cet égard, l'Océan fut sans doute à la fois, source et réservoir.

Le calcaire finement grenu ou microgranulaire.

Dès l'instant où l'on tente d'établir un bilan du calcaire des boues, même de celles qui en sont abondamment pourvues, on s'aperçoit que la masse des Foraminifères, Coccolithes, Ostracodes, en bref de toute la faune, est loin de correspondre au calcaire total contenu dans le sédiment. Ce calcaire biogène ne forme qu'exceptionnellement plus de 50 % du Ca CO_3 total. Le dosage systématique de la teneur en calcaire des trois principales phases granulométrique du sédiment : arénites, aleurites, pélites et l'observation au microscope électronique nous ont montré — d'une part, que le calcaire pélitique représente très fréquemment plus de 45 % (parfois 70 %) du calcaire total, — d'autre part que la fraction aleuritique fine (2 µ - 25 µ) contient, outre des Coccolithes, des grains de calcaire d'origine indéterminée et très rarement quelques rhomboèdres de calcite.

Correns (1939), en étudiant des boues de l'Atlantique équatorial avait déjà constaté que la teneur en calcaire de la fraction des sédiments constituée de particules de diamètre inférieur à 2 µ était très importante : de 49,6 à 73,6 %, sans préciser le pourcentage par rapport au calcaire total. A ce calcaire fin, il a donné le nom de calcaire finement grenu. Une partie de ce calcaire est observable au microscope électronique (de 1 à 25 µ). Il se compose surtout de grains très fins, dont la forme est irrégulière, de granules plus ou moins anguleux et rarement de microcristaux de calcite ou de plaquettes de Coccolithes parfaitement identifiables. En conséquence et pour ne pas utiliser le terme de microgrenu dont le sens est particulier à la Pétrographie nous proposons de l'appeler calcaire microgranulaire.

Correns a posé le problème de son origine en écartant, pour les boues de l'Atlantique équatorial, la possibilité d'une précipitation chimique. Il croyait plus volontiers que la désagrégation des tests de Globigérines par oxydation de la matière organique et libération des prismes de calcite élémentaire pouvait en constituer la majeure partie. Dans le même ordre d'idée, on peut penser aussi à la désagrégation des Coccolithes sous une influence quelconque : dissolution particlle (par exemple). Rien ne permet de faire la part éventuelle de ces sources possibles ni d'aucune autre par les méthodes d'observation directe. L'origine marine de ce calcaire ne semble pas mise en doute. En ce qui nous concerne, une origine physico-chimique, quoique très peu probable, a été envisagée dans le secteur des îles Baléares. Une telle origine est totalement à exclure *a priori* pour les vases du plateau continental, milieu perturbé où, pourtant, le calcaire microgranulaire constitue la majeure partie du Ca CO_3 total.

Les travaux d'Eriksson et Olsson (1965) ont apporté à ce problème de l'origine du calcaire microgranulaire une solution partielle et relativement inattendue. A l'occasion de l'étude critique de la détermination d'âge absolu par la mesure du ^{14}C de la phase calcaire de carottes prélevées dans le bassin algéro-baléares (campagne de l'« Albatros », juin 1948, carottes : 209, 210, 211), ces auteurs ont constaté que : *« seuls les fragments de tests plus grands que 44 µ fournissaient des résultats sérieux et que la précision était encore meilleure avec du matériel plus grossier. A ce propos, la détermination du ^{14}C a prouvé que la fraction de 4 à 44 µ contient environ 75 % de matériaux étrangers, plus anciens, l'âge obtenu pour cette fraction étant presque deux demi-vies plus grand, c'est-à-dire plus de 10 000 ans. Le matériel < 4 µ a lui aussi indiqué un âge trop élevé. »* (*Op. cit.*, p. 1.)

De même, Rubin et Suess (1955), Eriksson *et al.* (1956) ont constaté, à l'occasion de l'étude de sédiment en provenance de l'Atlantique Nord, que la fraction calcaire de dimension inférieure à 74 µ donne un âge plus élevé que celle dont les éléments sont plus grossiers.

Il est bon de préciser que par matériaux plus anciens, Eriksson et Olsson désignent sans doute des matériaux inertes du point de vue isotopique qui, mélangés aux dépôts « actifs », donnent un âge apparent très éloigné du réel, jouant ainsi le rôle de diluant.

Ce matériel est donc localisé dans la fraction la plus fine de l'échantillon et constitue probablement une grande part du calcaire microgranulaire. Il ne peut qu'être allochtone. Or, au cours de l'échantillonnage, les auteurs ont toujours pris soin d'éviter, dans la mesure du possible, les dépôts de type éolien. Par ailleurs, les passées sablonneuses sont généralement trop pauvres en Ca CO_3 dont une partie peut évidemment être remaniée de sorte que, à une exception près, les sédiments datés

Source : MNHN, Paris

étaient des dépôts pélagiques typiques. A notre avis ce calcaire fin ne peut être que détritique et doit provenir de deux sources principales : les alluvions et le broyage par la houle des coquilles de la bordure littorale.

Les alluvions charriées par des oueds comme le Chélif, le Mazafran, la Sébaou, la Soummam qui ont une partie parfois très importante de leur vallée creusée dans des bassins néogènes à marnes bleues doivent contenir du calcaire arraché, comme l'argile, à ces marnes. Ce calcaire peut être sous forme de plaques ou de Coccolithes entiers, de cristaux ou de grains. La présence de Coccolithes remaniés dans les boues récentes ne fait aucun doute. Les plaques de Coccolithes sont difficiles à identifier. Les cristaux de calcite, dans le domaine des dimensions accessibles à l'observation directe, sont rares. De toute façon, dans la fraction aleuritique, il ne peut s'agir que de Coccolithes ou de grains.

Le broyage des débris de tests, de thalles calcaires anciens au niveau de la bordure littorale sablonneuse doit être considérable. La mouture qui en résulte peut parfaitement être, au moins en partie, dispersée dans tout le bassin par flottation, comme la phase calcaire des alluvions.

A ces origines possibles, il faut ajouter le transport éventuel par le vent, de loess ou de poussières contenant du calcaire et l'influence de glissements, d'éboulements sous-marins, d'érosion sous-marine qui pourraient remanier des boues quaternaires plus anciennes et donner des dépôts « *re-sédimentés* » qui, lorsqu'ils sont très fins, restent difficiles à identifier.

Pour résumer, en l'absence de précipitations physico-chimiques caractérisées dans le bassin algéro-baléares, on peut penser qu'une grande partie du calcaire microgranulaire des boues de vasières ou de dépôts pélagiques profonds est d'origine terrigène et, par conséquent, remaniée.

Par ailleurs on n'a pu déterminer le pourcentage de Coccolithes remaniés mais il n'est certainement pas négligeable. De ce fait, en dehors d'une étude comparée très précise entre les thanatocénoses à Coccolithes des dépôts récents et celles de formations plus anciennes : Quaternaire ancien, Pliocène, Miocène, l'utilisation éventuelle de ce groupe en tant qu'indicateur stratigraphique ou climatique pour le Quaternaire récent semble bien délicate.

Si le principe même des datations au ^{14}C ne peut être mis en cause, il n'est pas sans intérêt pour le géologue de constater que, selon toute vraisemblance, près de 50 % du calcaire des boues du Quaternaire récent, équivalent lithologique des marnes bleues néogènes, puisse être allochtone, remanié de formations plus anciennes, aujourd'hui continentales.

Bien des aspects de ce développement sur l'origine du calcaire dans les sédiments du bassin algéro-baléares et notamment de la bordure algérienne n'ont été qu'esquissés ou sont incertains parce qu'encore trop hypothétiques. Dans une étude générale comme celle que demandait notre sujet on ne pouvait approfondir davantage. Certains de ces aspects peuvent d'ailleurs faire l'objet ultérieurement d'études détaillées.

2 — LES ARGILES.

Les minéraux argileux sont, et de loin, les constituants essentiels de la fraction pélitique des boues. Leur importance a été déterminée par la mesure de la fraction pélitique des sédiments de laquelle on a soustrait les carbonates dosés séparément. Cette méthode permet (au quartz fin près, apprécié quantitativement par diffraction des rayons X) d'approcher d'une manière satisfaisante la teneur réelle des sédiments en minéraux des argiles et en micas.

Hormis les faciès de transition du plateau continental : vases calcaires et même vases calcaréo-argileuses, les minéraux des argiles forment en moyenne de 30 à 60 % des boues, dépôts de la pente continentale, de la plaine abyssale ou des vasières littorales. Nulle part nous n'avons découvert de boues purement argileuses (plus de 66,6 % d'argiles) mais les sédiments des vasières s'en approchent parfois de très près.

Compte tenu de l'imperfection des analyses effectuées pour l'identification des minéraux des argiles dont d'ailleurs l'étude précise et détaillée n'entrait pas dans le cadre de ce travail, trois cortèges minéralogiques peuvent être distingués :

— à illite et kaolinite (trace éventuelle de chlorite) tel que I (70 %) > K (30 %).

— à illite, chlorite et kaolinite, tel que : I (70 %) > C (20 %) > K (10 %) ou I (70 %) > K (20 %) > C (10 %).

— à illite, kaolinite et montmorillonite avec ou sans chlorite mais à illite toujours dominante.

Source : MNHN, Paris

L'illite constitue jusqu'à 80 % de la fraction argileuse : ses feuillets sont généralement « ouverts ». La présence de minéraux interstratifiés, notamment illite-montmorillonite est probable mais n'a pas été déterminée avec certitude.

La première association : à illite et kaolinite est la plus commune sur le plateau continental; dans les carottes, les deux premières sont généralement présentes dans un même sondage, l'une à la base, l'autre au sommet ou *vice-versa*. Aucune interprétation ne peut-être formulée à cet égard, le grand nombre et la finesse des analyses n'étant pas suffisants. Enfin, le troisième cortège, qui se caractérise essentiellement par la présence de montmorillonite, est localisé en quelques sites de la bordure sous-marine constantinoise et oranaise, à proximité de formations éruptives.

L'analyse dans les mêmes conditions expérimentales d'échantillons de marne bleues du Miocène et du Pliocène d'Alger a fait apparaître une composition identique à l'association la plus commune dans les boues récentes : 70 % d'illite, 30 % de kaolinite et des traces de chlorite.

A. Perrodon (1957) a trouvé des proportions variables d'illite ouverte et de kaolinite avec des traces de chlorite dans les marnes bleues du Miocène du bassin du Chélif. L'illite est dominante.

J. Hilly dans sa thèse (1957) communique des analyses de Millot qui montrent que l'argile des vases de la plaine quaternaire de Bône se compose de 70 % d'illite et de 30 % de kaolinite d'une part et d'autre part que les argiles numidiennes de la région de l'Edough renferment de l'illite presque pure et des traces de chlorite tandis que dans les marnes miocènes l'illite est toujours dominante. Ce minéral est alors altéré et accompagné de chlorite (10 %) et de kaolinite (10 %).

En outre, selon Mignot (1966), les argiles qui se déposent au niveau du barrage de retenue de l'oued Hamiz sont constitués par : 40 % d'illite, 25 % de chlorite, 15 % de kaolinite et 20 % de minéraux interstratifiés : illite-montmorillonite.

An niveau du barrage de retenue de l'Oued Fodda, sur le Chélif, les quatre espèces minérales habituelles ont été décelées en quantité à peu près égale : illite - kaolinite - chlorite - montmorillonite.

Etant donné la présence de bassins néogènes sublittoraux qui tous sont plus ou moins traversés par des oueds, l'existence d'importantes étendues de sols podzoliques et de sols rouges à kaolinite, des sols insaturés à illite et kaolinite (Durand, 1959), il ne fait aucun doute que la quasi-totalité des argiles qui entrent dans la composition des boues marines ne soit héritée y compris la montmorillonite localisée au voisinage de régions volcaniques. Comme le montre l'étude des retenues de barrages, les alluvions charriées par les oueds, issues de la dégradation intensive des sols, sont particulièrement riches en argile.

A la suite des travaux de Chamley, Paquet, Millot (1964), il apparaît que l'ensemble des bassins méditerranéens occidentaux constituent, du point de vue des argiles qui s'y déposent, une vaste province à illite dominante alors que dans la région siculo-tunisienne par exemple, l'illite et la montmorillonite ont une importance égale. Cependant, le bassin algéro-baléares et en particulier sa bordure algérienne semblent se différencier du bassin provençal et d'une façon générale de la Méditerranée nord-occidentale par une teneur en kaolinite plus élevée. Il s'agit peut-être d'une différenciation latitudinale ayant pour origine des conditions climatiques et de pédogenèse différentes.

Quoiqu'il en soit, avant d'aller plus loin dans les interprétations, des études plus précises devront être entreprises. Elles seraient notamment indispensables pour confirmer ou infirmer l'hypothèse d'une éventuelle ségrégation mécanique de la montmorillonite dans la partie orientale du golfe de Nemours (cf. Chap. III).

Il resterait encore à examiner dans le détail et comparer la composition du cortège des minéraux argileux des boues récentes et actuelles (holocènes) à celles du Quaternaire récent. Il y a peut-être des variations verticales en relation avec les oscillations climatiques.

En tout état de cause, dans l'état actuel de nos travaux, on ne peut que rappeler ici l'enrichissement relatif en argile des sédiments actuels et récents au sommet de toutes les carottes de la bordure algérienne du bassin algéro-baléares. Cet enrichissement, très probable en valeur absolue car il correspond à un grand tonnage d'alluvions argileuses amené à la mer, est certain en valeur relative, par comparaison avec les sédiments déposés au cours de la période précédente plus froide, à sédimentation plus sablonneuse.

Source : MNHN, Paris

3 — LES SABLES ET SABLONS SILICEUX.

a) Les sables et sablons de la bordure littorale.

Les études détaillées de la composition minéralogique des sables exposées dans le chapitre III, sont trop peu nombreuses pour permettre de formuler une conclusion définitive quant à l'origine des minéraux et des sables. Cependant, les observations et les estimations quantitatives des minéraux les plus courants, observations qui accompagnaient ces études, ont porté sur plus de trois cents échantillons, de Nemours à La Calle. Cela nous a semblé suffisant pour déceler, en première analyse, les principaux caractères généraux des sables.

Parmi les **47 espèces minérales** qui, à des degrés divers, entrent dans la composition des sables de la bordure littorale algérienne, **près de la moitié sont ubiquistes** et constituent un **cortège minéral** commun à tous les sables. Ce sont :

— les micas : biotite, muscovite, chlorite,
— les amphiboles : hornblende verte et brune,
— les pyroxènes : diopside, augite,
— les silicates de métamorphisme : l'andalousite, le grenat, l'épidote,
— les silicates accessoires : zircon, tourmaline, sphène, glauconie,
— les oxydes et hydroxydes comme la gœthite, la magnétite, le rutile, le leucoxène,
— l'apatite.

L'ilménite, qui n'a pas été décelée dans les sables des plages voisines d'Oran, est représentée partout ailleurs. On peut aussi considérer cette espèce très commune comme ubiquiste.

Les minéraux les plus courants et les plus abondants sont d'une part, les **oxydes** et **hydroxydes** et d'autre part, la **tourmaline brune**.

Les minéraux ubiquistes les plus rares sont vraisemblablement les **amphiboles** et le **sphène**. Les deux **hornblendes** (brune et verte) ne sont pas toujours présentes simultanément dans tous les sables.

Les micas sont très rares dans les dunes récentes (à plus forte raison dans les dunes anciennes rubéfiées). Ils sont, par contre, concentrés au niveau de l'avant-plage et fréquents dans les vasières.

Parmi les minéraux non ubiquistes mais communs à beaucoup de plages, citons :

— les silicates de métamorphisme avec la sillimanite (non observée à Arzew et Oran), le disthène (non observé en Oranie), la staurotide (non observée à Nemours).
— la barytine (non décelée à Philippeville et à Nemours).
— la sidérose,
— les spinelles (non observées à Nemours).
— le corindon (non observé à Bône, Arzew et Nemours).
— l'anatase (absente à Bône et Nemours).
— la pyrite (absente en Oranie),
— la monazite (absente en Oranie),

Certaines espèces sont **exceptionnelles, très localisées** et ne figurent qu'à l'état de traces :

— la scheelite des sables à gemmes du golfe de Bône,
— le cinabre très épisodique au pied de la Kabylie,
— la cassitérite des sables à gemmes du cap de Garde (Bône), espèce encore décelée dans les sables du cap de Fer et des abords sud de Mostaganem,
— la chromite des sables à gemmes du cap de Garde et des sables de Djidjelli,
— la fluorine (cap de Fer).

Par ailleurs, l'**hypersthène** n'a été observé qu'en Oranie où il est parfois très abondant, tandis que l'**olivine** est localisée dans les sables du golfe de Nemours de même que l'**augite titanifère**.

En règle générale, les pyroxènes : **diopside** et **augite** ne sont abondants qu'en Oranie et particulièrement à l'Est du golfe d'Oran. **L'augite** est aussi l'une des espèces dominantes des sables du cap Djinet et de la baie de Courbet-Marine.

Source : MNHN, Paris

L'**actinote** est spécifique des abords des massifs du cap de Fer, et de Collo.

L'**épidote** en particulier et d'une manière générale tous les silicates de métamorphisme sont très abondants dans toutes les plages du Constantinois et notamment du golfe de Bône à Tabarca. A noter que l'**andalousite** et la **sillimanite** sont caractéristiques des plages du secteur d'Alger-Est.

La **glauconie**, minéral ubiquiste, peu fréquent, est exceptionnellement abondante dans les sables des plages de Sidi-Ferruch.

Le **leucoxène** et l'**ilménite** sont les seuls minéraux dont la fréquence est notable dans les sables et les dunes de la Macta, particulièrement pauvres en minéraux lourds.

Enfin les **tourmalines** se rencontrent en grand nombre dans presque tous les sables du Constantinois et de Sidi-Ferruch où les variétés colorées sont abondantes.

En résumé, les sables de la bordure littorale algérienne ont un fond minéralogique commun à tourmaline et des associations à caractère régional comme :

— les silicates de métamorphisme du Constantinois,
— les silicates essentiels des roches : amphiboles et surtout pyroxènes de l'Oranie,
— l'association andalousite-augite de la bordure littorale de Courbet-Marine,
— la staurotide et le grenat des plages du cap de Garde,
— l'actinote et la biotite automorphe des abords des massifs du cap de Fer et de Collo,
— la glauconie et les tourmalines de Sidi-Ferruch,
— le leucoxène et l'ilménite des sables de la Macta,
— l'augite titanifère, l'hypersthène, l'olivine et la sanidine des sables du cap Blanc, à Beni-Saf, etc.

Il est évident que ces minéraux ou associations de minéraux typiques, par leur présence, leur abondance, sont caractéristiques de secteurs ou de régions et proviennent directement ou indirectement des roches mères qui constituent l'arrière-pays :

— roches métamorphiques (gneiss et micaschistes du Constantinois),
— roches volcaniques du littoral oranais,
— roches volcaniques du cap Djinet et métamorphiques du massif de Ménerville,
— schistes cristallins à grenat et staurotide du massif de l'Edough,
— formations éruptives et granitiques des massifs du cap de Fer et de Collo,
— niveaux glauconieux du Pliocène redressé que traverse le Mazafran,
— minéraux titanifères probablement altérés dans les sols des plaines basses de l'Oranie,
— basaltes de l'arrière-pays, du cap Figalo à Beni-Saf, etc.

Comme le montre l'étude du degré d'usure de certains minéraux et donc, l'altération des formes originelles (cf. chap. III), un pourcentage relativement important de ces minéraux particuliers a été introduit récemment dans la bordure sablonneuse littorale ou l'est encore actuellement. De fait, THIEBAUT (1949) a trouvé dans les alluvions d'oueds ou de torrents des massifs constantinois et algérois :

— l'actinote et le cinabre dans la région du massif du cap de Fer,
— la pyrite et la chromite du massif de Collo,
— l'andalousite de Ménerville et l'augite du cap Djinet, etc.

Mais on retrouve aussi ces minéraux dans les formations fossiles comme les dunes récentes, dans les grès de plage ou dunaires du Tyrrhénien. Le remaniement actuel et surtout plus ancien qu'ont subi ces formations est vraisemblablement à l'origine de l'usure des minéraux qu'elles contiennent. Quelle que soit l'intensité du remaniement des espèces minérales locales ou régionales qui définissent les provinces minéralogiques évoquées plus haut, leur extraction des roches mères est très probablement, à l'échelle des Temps géologiques, relativement récente. En effet, la mise en place de nombreux massifs éruptifs ou intrusifs date, *grosso modo*, du Miocène, la surélévation d'ensembles métamorphiques de la chaîne kabylo-bético-rifaine (Kabylie notamment), et corrélativement leur dénudation sont, pour l'essentiel, d'âge pliocène et post-pliocène.

Ces phénomènes de rajeunissement, relativement récents, qui ont diversifié la nature des chaînes littorales, s'ils font entrevoir l'origine des espèces minérales ou des associations régionales, ne permettent pas de comprendre la cause de l'ubiquité des minéraux dont la liste a été établie précédemment. Ce cortège des minéraux ubiquistes, dominé par la tourmaline, est hétérogène et ne peut résulter que d'un mélange. L'association grenat, andalousite, pyroxène, épidote, zircon, glauconie, est significative à cet égard et suppose trois sortes de roches mères : roches éruptives, métamorphiques et sédimentaires. En outre, il se trouve que ce sont les espèces ubiquistes, notam-

Source : MNHN, Paris

ment la tourmaline et le zircon, qui présentent le plus grand nombre de grains sphériques ou subsphériques et pour lesquelles, par conséquent, l'altération des formes originelles a été plus poussée. Pour toutes ces raisons essentielles, la plupart des minéraux ubiquistes présents dans les sables de Nemours à La Calle ne peuvent avoir pour origine les ensembles éruptifs et métamorphiques tels qu'ils se présentent aujourd'hui.

Or, il existe, de l'Est à l'Ouest de l'Algérie, de puissantes formations détritiques crétacées et paléogènes : le flysch, les grès numidiens... qui présentent, en quelque sorte, une grande ubiquité. Quelques études de ces séries détritiques ont montré que, précisément, elles contiennent les principaux minéraux ubiquistes des sables littoraux.

A l'Ouest, dans l'Oligocène des Monts de la Mina et de Beni Chougrane, S. DUPLAIX & al. (1969) ont noté la présence d'un « *fond commun* » de minéraux très ubiquistes à tourmaline, zircon, grenat, rutile, anatase; le grenat est plus abondant dans l'Oligocène gréso-micacé du Cbenoua. Dans les formations détritiques crétacées du Dahra, on retrouve les mêmes minéraux avec une plus grande fréquence des pyroxènes monocliniques.

A l'Est, la tourmaline et même la glauconie ont été observées (HILLY, 1957) dans les grès numidiens du massif du cap de Fer dont le ciment est fréquemment teinté par des produits ferrugineux. Dans des échantillons en provenance des formations numidiennes qui affleurent sur le flanc ouest du cap Rose, nous avons trouvé des tourmalines généralement usées, des zircons et du sphène. Par ailleurs, on sait déjà (cf. Chap. III) que les grès quartzites du plateau de Djidjelli renferment des micas ; biotite, chlorite, muscovite et des tourmalines. Rappelons, en outre, l'étude de C. TEMPERE (rapport S. N. Repal) cité par HILLY (1957) sur la répartition des minéraux lourds dans les grès numidiens, au cours de laquelle l'auteur a pu étudier leur fréquence et leur usure (notamment pour les grenats et les tourmalines). Ceci montre à la fois la richesse relative de ces grès numidiens en minéraux et l'ubiquité de ces derniers.

Il est donc tout à fait vraisemblable que l'essentiel du cortège des minéraux ubiquistes commun à tous les sables du littoral algérien soit issu pour une bonne part du démantèlement des séries détritiques crétacées et paléogènes.

Par ailleurs et dans le même ordre d'idée, il ne fait aucun doute que la **glauconie** des sables de Sidi-Ferruch provienne des niveaux glauconieux des marnes bleues pliocènes que le Mazafran franchit en cluse. La glauconie et la pyrite existent aussi parfois en grande quantité dans les marnes bleues miocènes. Or, les bassins néogènes sub-littoraux sont fréquents et bien développés en Algérie. La glauconie des sables actuels, des dunes récentes, des grès quaternaires leur doit certainement son ubiquité. A ce propos, notons la grande résistance au remaniement de ce minéral qui a pourtant une dureté et une résilience beaucoup plus faible que la tourmaline ou le zircon. Il est probable qu'une grande partie des **accumulations** de glauconie observables actuellement n'a pas pour origine une néogenèse actuelle ou récente de ce minéral mais provient bien au contraire d'un remaniement des formations quaternaires et néogènes.

La **gœthite** et d'une façon générale les **hydroxydes** et **oxydes de fer** de même que la roche complexe à laquelle ils donnent naissance ; la limonite, ont des origines multiples parmi lesquelles l'altération des minéraux comme le grenat, l'ilménite, la glauconie et les néoformations au sein des dunes et des grès de plage ne sont sans doute pas négligeables.

Une preuve supplémentaire de l'importance du démantèlement des formations sédimentaires tertiaires et de son rôle dans l'édification des masses sablonneuses des littoraux actuels est la présence dans les sables de plage et de dunes récentes de Foraminifères fossiles comme *Gümbelina, Globotruncana, Globigerina*, calcifiés ou silicifiés qu'on retrouve dans les turbidites au large d'Alger notamment (cf. Chap. IV).

En résumé, les minéraux accessoires des sables de la bordure algérienne auraient donc deux origines principales. Les **associations locales ou régionales** seraient issues directement ou indirectement des formations éruptives ou intrusives tertiaires et de la cordillère kabylo-bético-rifaine dans sa forme et sa structure quaternaire. L'**association** ubiquiste aurait pour origine première les séries crétacées et tertiaires.

Les sources du minéral généralement dominant ; le quartz, ne peuvent être bien différentes. Les grès numidiens par exemple sont formés fréquemment de plus de 80 % de quartz en grains anisométriques dont les plus gros sont déjà arrondis à subarrondis. Une comparaison granulométrique directe entre ces grès et les sables actuels n'aurait aucune signification précise étant donné la fragmentation secondaire qui affecte les grains au cours de leur remaniement, sauf là où leur démantèlement

Source : MNHN, Paris

actuel apporte directement des matériaux à la plage comme au voisinage du cap Rosc. Cette source très localisée n'a qu'une importance secondaire.

Il ne faut pas négliger le quartz contenu dans les marnes bleues néogènes. Il entre probablement pour une bonne part dans la constitution des sables actuels ou pléistocènes. Il peut notamment être l'un des constituants principaux des dunes de la Reghaïa qui ressemblent, par certains aspects, à du loess.

Après avoir ainsi esquissé à grands traits les données nous permettant de formuler les quelques hypothèses précédentes sur les sources probables des minéraux des sables de la bordure littorale, il convient maintenant, pour être le plus complet possible, d'évoquer l'origine de cette frange sablonneuse dans son ensemble et du point de vue de sa construction.

Nous avons vu plus haut, l'influence des courants de boule et de l'architecture de la côte rocheuse sur la morphologie et la texture de ce talus sablonneux. Cependant, l'alluvionnement et les courants de boule actuels ne permettent pas d'expliquer certaines particularités des sables de plage et de dune. Les études granulométriques résumées dans le chapitre III montrent en effet une identité granulométrique certaine (même Mode par exemple) entre les plages et les dunes actuelles ou récentes. Il y a évidemment filiation.

En outre, à plusieurs reprises, on a pu constater que dans des systèmes sablonneux, parfois fort éloignés les un des autres, on retrouvait un même Mode ou tout au moins un Mode très voisin, ex. : Mo = 2,25 Φ qui caractérise des sables de Bône à Sidi-Ferruch. Bien que ce paramètre de position dépende beaucoup, en valeur absolue, des conditions expérimentales, celles-ci étant maintenues identiques pour toutes les analyses, on peut dire que cette similitude est significative et qu'elle traduit des textures très voisines. Ce fait apparaît encore plus nettement lorsqu'on compare, à cet égard, les systèmes dunaires entre eux. On en déduit d'une part que les systèmes de dunes récentes et anciennes ont été formés dans des conditions météorologiques (force du vent) sensiblement identiques et qu'ils constituent ou ont été la principale source des sables de plage.

J. Hilly a montré que les dunes des grandes plaines de Bône et de Senhadja ont été formées par un vent soufflant du secteur NW pendant les grandes régressions marines qui ont précédé l'état actuel. Il est vraisemblable qu'il en fut de même dans d'autres régions comme l'Algérois et que ces dunes occupaient le plateau continental émergé partiellement ou totalement. La transgression flandrienne a dû les détruire, en grande partie, et disperser les sables au fur et à mesure de sa progression. L'attaque des dunes récentes, des dunes anciennes et des grès tyrrhéniens (en bordure du rivage) avait encore lieu récemment ou se poursuit encore de nos jours, comme en témoignent les falaises qui entaillent ces formations ou les éboulis de grès qui jalonnent localement la côte.

La bordure littorale sablonneuse actuelle est donc essentiellement le résultat de la reprise des sables anciens (consolidés ou non) par la transgression flandrienne ce qui explique son exiguïté relative et justifie son appellation de frange ou de talus.

L'étude de l'état de surface des grains de quartz en relation avec leur forme (Chap. III) montre que dans tous les cas, le grain le plus fréquent est généralement subarrondi à subanguleux avec une surface « picotée » qu'il s'agisse des plages actuelles, des dunes récentes ou anciennes. Même dans les dunes rouges, le grain sphérique ou subsphérique à surface rigoureusement dépolie est relativement rare. Il semble même plus fréquent dans les dunes récentes. L'étude au microscope électronique (Planches XV et XVI) de l'état de surface des grains de quartz révèle aussi qu'une surface rigoureusement polie, donnant au grain l'aspect luisant sous la loupe binoculaire, est rare. L'observation au « Stéréoscan » a fait apparaître en outre que les grains les plus fréquents à surface « picotée » ont été préalablement dépolis et sont en voie de polissage ou *vice-versa*. Toutefois, les grains à surface mate sont l'exception dans les sables de plage alors que ceux à surface « picotée » montrent des figures de percussion dont les arêtes sont émoussées et en voie de disparition. Par contre, les grains dépolis sont plus nombreux dans les dunes récentes et les figures de percussion des grains « picotés » apparaissent fraîches, à arêtes vives, s'inscrivant en creux sur une surface plus ou moins dépolie préalablement. Il résulte de ces observations que :

1) en accord avec Cailleux et Tricart (1963) le « dépoli » de la surface des grains mats est bien le résultat d'un remaniement par le vent ou éolisation; les chocs entre les grains ou contre des obstacles naturels provoquent en milieu sec le départ d'éclats dont l'empreinte constitue des figures de percussion; la surface du grain s'écaille;

Source : MNHN, Paris

2) le dépoli ainsi formé s'atténue et a tendance à disparaître sous l'action de l'eau (de la mer en l'occurence) dont le pouvoir de dissolution de la silice au niveau d'arêtes vives et avec frottement (brassage par la houle) ne doit pas être négligeable;

3) les grains à surface mixte « picotée », plus ou moins luisants ont été soumis à ces deux modes de remaniements; leur abondance, la rareté des cas extrêmes (grains mats à surface parfaitement dépolie, grain « luisant » à surface parfaitement polie) témoignent de la rapidité relative avec laquelle se sont succédées les reprises éoliennes et marines.

Si la modification de l'état de surface des grains de quartz s'effectue rapidement à l'échelle des temps géologiques, il n'en va pas de même à l'altération des formes qui en est la conséquence, notamment dans le cas de la tourmaline et du zircon. L'obtention de la forme d'équilibre sphérique ou subsphérique ne peut être le résultat que de longues reprises successives. Il est vraisemblable que des minéraux comme la tourmaline et le zircon sont plus résistants que le quartz à cet égard car moins « cassants » et qu'une fois la forme sphérique acquise, leur évolution par perte de matière ou fragmentation est très lente.

En définitive, la grande masse des sables de la frange sablonneuse et des systèmes dunaires (d'où ils proviennent pour une bonne part) a pour origine principale des apports alluvionnaires vannés par la mer, plus ou moins façonnés par le vent et remaniés ainsi à plusieurs reprises. De tels apports sont aujourd'hui directement intégrés au stock de matériaux par les courants de houle. Le façonnement éolien s'est exercé principalement sur les dépôts de régression. Aujourd'hui, il est faible sinon inexistant. En outre il ne fait aucun doute que le vannage par la houle et l'éolisation n'aboutissent à un calibrage des grains de sable dont la conséquence est une distribution granulométrique très proche des distributions « idéales » ou théoriques régies par les lois de la statistique générale et plus précisément par la loi de Galton - Mac Alister. En règle générale, les distributions qui s'écartent le moins de la « normale » sont obtenues pour les dunes et tout particulièrement les dunes récentes à l'Est du cap Rose. Pour un même Mode, c'est-à-dire une même population dominante, l'asymétrie des distributions dunaires tend vers 0 par valeurs positives alors que pour les sables de plage, notamment au niveau de l'estran, en période d'amaigrissement, l'asymétrie est nettement négative. Ces conclusions rejoignent celles de Friedman (1961) bien que notre expression de α^* soit différente. Par ailleurs, les courbes de distribution des sables de dune sont plutôt leptokurtiques alors que celles des sables de plages, particulièrement à proximité du débouché d'oueds, sont plutôt platykurtiques (mélange de populations).

Des systèmes sablonneux littoraux de l'Algérie, nous n'avons étudié pratiquement que ce qui constitue la frange sablonneuse de la mer actuelle, c'est-à-dire : dunes récentes, dunes actuelles, plages, avant-plages. Les formations détritiques littorales quaternaires comprennent aussi les dunes anciennes (quand elles existent encore) et les grès de plage ou dunaires du Tyrrhénien. Une étude personnelle de ce Quaternaire ne pouvait être envisagée dans le cadre de notre sujet. Cependant ayant été amené au cours de l'étude des dépôts marins du bassin, à caractériser les sédiments récents et actuels par rapport aux boues sous-jacentes du Quaternaire récent, il nous a semblé souhaitable, en faisant appel aux travaux des auteurs, d'effectuer une démarche comparable à propos des plages actuelles et récentes et des dunes du Quaternaire de l'arrière-pays.

Selon Hilly (1957), les dunes récentes (blanches) relativement bien développées en bordure de la plaine de Bône et de la dépression de Senhadja, à l'Est du cap Rose, seraient flandriennes ou postérieures à la transgression flandrienne. Les dunes anciennes se seraient alors accumulées pendant la régression préflandrienne et rubéfiées au cours de « *l'amélioration* » climatique contemporaine de la transgression. Dans le même temps, des alluvions récentes auraient remblayé les plaines basses en donnant par exemple les sédiments laguno-marins de la plaine de Bône. La formation de ces dunes aurait été précédée de celle des grès du Tyrrhénien récent (grès de plage et grès dunaire) contemporains d'un maximum d'élévation du niveau de la mer.

Cette hypothèse de J. Hilly ne nous permet pas d'interpréter correctement la présence de témoins immergés (— 70 m, — 100 m, cf. Chap. III), de dunes et plages récentes que nous avons découverts sur le plateau continental du golfe de Bône. Ces indices sont, en eux-mêmes, évidemment peu importants ou peu déterminants. Ils laissent supposer cependant que le système dunaire récent occupait une grande partie du plateau continental. Par ailleurs ce qui est visible aujourd'hui est encore suffisamment étendu pour avoir nécessité le remaniement d'une importante masse de matériaux détritiques, c'est-à-dire de dépôts de régression. Or la seule régression notable et récente est celle qui a précédé la transgression flandrienne.

Source : MNHN, Paris

Enfin, la texture de ces dunes, l'usure des grains qui la composent, leur état de surface, etc., montrent que les sables de ces dunes sont très évolués, et qu'ils ont subi une double reprise éolienne et marine. Pour ces raisons, il semble que la formation du système dunaire récent soit incompatible avec la transgression flandrienne ou avec les conditions de sédimentation qui lui ont fait suite.

Si l'on considère ces dunes comme contemporaines de la grande régression préflandrienne, il faut repousser la formation des sables rouges (dunes anciennes) à la première régression qui a fait suite à l'interglaciaire Riss-Würm, soit la régression du Würm inférieur. C'est aussi situer la rubéfaction de ces dunes anciennes au moment des améliorations climatiques qui ont marqué le Würm moyen, accompagnées d'oscillations du niveau de la mer de petite ampleur. C'est enfin placer le Tyrrhénien récent (l'équivalent du Néotyrrhénien de Bonifay et de l'Ouljien au Maroc) pendant l'interglaciaire qui a précédé le Würm ce qui apparaît comme très probable depuis les travaux de Stearns & Thurber (1967).

Cependant, ce schéma, d'aspect pourtant logique, se heurte à l'un des arguments de Hilly : les dunes récentes archéologiquement stériles, scellent une civilisation néolithique et seraient donc postérieures. Ce fait contredit évidemment notre interprétation à moins d'admettre que les dunes n'ont été fixées que très récemment, bien après leur formation et qu'elles aient pu se déplacer, plus précisément reculer, et ainsi recouvrir les vestiges d'une activité humaine pour laquelle elles auraient servi d'abri. Des études complémentaires sont donc nécessaires à notre avis pour trancher définitivement ce problème de l'âge des formations dunaires. On se trouve là devant les difficultés de l'étude du Quaternaire récent car les données apparaissent parfois contradictoires.

Quoiqu'il en soit, il n'est pas de notre compétence d'aller plus avant dans ce domaine. L'essentiel est pour nous que les travaux de J. Hilly aient mis en évidence l'importance de la sédimentation détritique sablonneuse littorale pendant la période qui a précédé l'Holocène (dunes anciennes). Ce fait s'accorde bien avec nos observations effectuées sur les carottes, observations au terme desquelles, nous avons conclu à la dominance relative de la sédimentation sablonneuse sur la bordure algérienne du bassin algéro-baléares pendant la période anté-holocène.

b) Les sablons de la plaine abyssale.

L'origine et la nature des passées sablonneuses profondes ont déjà été évoquées à maintes reprises dans le chapitre IV et dans les paragraphes précédents. Ces sablons ont à peu près la même composition minéralogique que ceux de l'avant-plage ou que la fraction siliceuse contenue dans les boues du plateau et du rebord continental. Ils contiennent moins de micas. La concentration des divers minéraux et des débris de roche en passées sablonneuses dans les boues de la plaine abyssale est le fait d'un transport et d'un dépôt par courant de densité.

Nous n'avons jamais pu mettre en évidence avec certitude, dans les carottes étudiées, des lits sablonneux d'origine éolienne comparables à ceux décrits par Eriksson (1965) dans la carotte 210. En tout état de cause, si ces sablons existent au large de l'Algérie, ils ne peuvent provenir du Sahara, surtout pas pendant les époques *« froides »* du Quaternaire récent car la zone désertique était vraisemblablement très réduite. En outre les vents dominants de ces époques, qui ont édifié des systèmes dunaires littoraux comme celui de la plaine de Bône soufflaient du secteur NW. Mais il est possible que ces sablons soient du loess. Dans ce cas, ils pourraient provenir de l'Espagne ou des îles Baléares.

4 — LA MATIÈRE ORGANIQUE.

a) Dans les sédiments pélitiques du plateau continental.

Le problème de l'origine de la matière organique de ces sédiments a déjà fait l'objet d'une note antérieure (L. Leclaire, 1968 c). Cependant, des analyses complémentaires effectuées depuis la paru-

Source : MNHN, Paris

tion de cette note en modifient légèrement les données et les conclusions. Le détail des études figure dans les descriptions régionales du chapitre III; l'essentiel est résumé dans le tableau 50.

TABLEAU 50

Les moyennes régionales des teneurs en azote et carbone organique. Coefficients de corrélations.

	C	N	C/N	ρ'
Golfe de Nemours...	0,61	0,077	7,9	0,90
Golfe d'Oran.....	0,63	0,066	9,5	0,93
Golfe d'Arzew.....	0,51	0,086	5,9	0,81
Algérois :				
Baie de Castiglione et de Courbet-Marine...	0,60	0,093	6,4	0,80
Golge de Bougie	0,64	0,096	6,6	0,85
Baie de Djidjelli et Massif de Collo	0,78	0,112	6,9	0,60
Golfe de Philippeville	0,88	0,115	7,6	0,71
Golfe de Bône et région de La Galite..	0.63	0,089	7	0,94

Dans l'ensemble, la **quantité de matière organique** contenue dans les boues et vases du plateau continentale est faible. En effet, les teneurs moyennes en carbone organique sont voisines de 0,60 % sauf dans le golfe de Philippeville et le secteur de Djidjelli-Collo. C'est d'ailleurs dans ces régions et dans la vasière de la baie de Bône que l'on trouve, le plus fréquemment, des valeurs supérieures à 1 %. Ces chiffres ne sont pas comparables à ceux, beaucoup plus élevés, obtenus pour les sédiments de la lagune d'Abidjan, de la mer Baltique et même de la baie de l'Aiguillon (DEBYSER, 1957). Par contre, ils sont du même ordre que ceux publiés par ROS VINCENT (1966) pour les boues du large de Carthagène.

Les teneurs moyennes en azote montrent des écarts plus importants que pour le carbone et sont aussi très faibles comparativement aux régions qui viennent d'être mentionnées.

Le rapport C/N moyen varie nettement d'une région à l'autre, particulièrement en Oranie, sans toutefois présenter de grands écarts.

Pour chaque baie ou golfe, la distribution des valeurs de ce rapport (cf. Chap. III) montre une dispersion relativement réduite par rapport à la moyenne. C'est à la suite de cette constatation que nous avons recherché une éventuelle relation entre C et N par l'application du test des moindres carrés. Il s'est avéré, eu égard aux coefficients de corrélation obtenus, qu'une relation existe entre C et N et qu'elle est proche d'une **liaison fonctionnelle** simple de la forme $Y = aX$. Reprenant l'ensemble des données pour tout le plateau continental (497 couples C-N) on s'aperçoit (fig. 93) que même dans ce cas, le tracé des lignes d'estimation empirique et celui des droites d'estimation linéaire est significatif. Le **coefficient de corrélation** reste satisfaisant, $\rho' = 0{,}78$. On en déduit qu'en règle générale plus de 50 % des valeurs de C et N sont liées par une relation très voisine de la fonction linéaire $C = a.N$. Une telle relation apparaissait déjà dans les travaux de TRASK (1932) et plus récemment de BORDOVSKYI (1965).

ARRHENIUS (1950), après une étude statistique de 417 analyses, effectuées par des auteurs divers sur des sédiments de régions très variées, est arrivé à la conclusion qu'il existait entre C et N une relation du type

$$C = a.N^b, \quad \text{soit : } \log C = b \log N + \log a.$$

Cet auteur fait remarquer que les variations de a et b d'où proviennent de grandes différences peuvent être indifféremment attribuées à des conditions du milieu ou à des erreurs analytiques car, surtout pour les faibles teneurs voisines ou inférieures à 1 % de C et 0,1 % de N, ces erreurs même en moyenne, peuvent être considérables.

DEBYSER (1961) en conclut que lorsque « *la teneur en carbone d'un sédiment est inférieure à 1 %, il est impossible de savoir avec les données analytiques disponibles s'il existe une relation entre C et N* ». Cette conclusion ne se trouve pas confirmée par nos résultats. S'il est certain que les erreurs

Source : MNHN, Paris

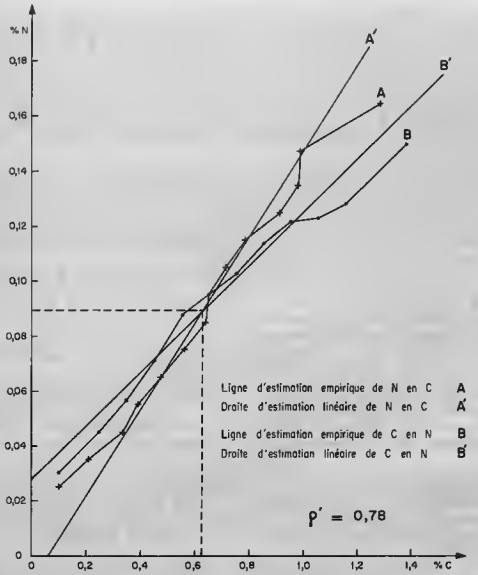


FIG. 93. — Relation générale entre l'azote et le carbone organique de tous les échantillons de sédiments analysés. Lignes d'estimation empirique et droites d'estimation linéaire. Coefficient de corrélation.

analytiques systématiques sont importantes, elles n'influent, à notre avis, que sur la valeur absolue du rapport C/N. On voit mal, de toute façon, comment dans le cas du plateau continental algérien, on aurait pu obtenir des coefficients de corrélation supérieurs à 0,9 si ces erreurs méthodologiques devaient masquer complètement toute relation. De même, on s'expliquerait difficilement pourquoi le nuage de point obtenu par BORDOVSKYI (1965), notamment à partir d'échantillons de la mer de Behring et pour de faibles teneurs en C et N, s'ajuste étroitement à une droite.

En conséquence nous pensons que même dans le cas de petites valeurs de C et N une relation est parfaitement décelable entre ces deux éléments et qu'elle s'ajuste relativement bien à la fonction linéaire simple. Sans doute faut-il voir là un cas particulier de l'équation d'ARRHENIUS qui n'apparaîtrait que lorsqu'on travaille justement sur de faibles teneurs de C et N à l'intérieur d'une même région. Peut-être aussi est-ce sans signification précise que de comparer des données concernant des milieux divers riches ou pauvres en matières organiques, données le plus souvent obtenues par des voies analytiques différentes.

En définitive, malgré l'imperfection méthodologique, nous considérons que : — **les fluctuations du rapport C/N d'un secteur à l'autre, — l'intensité de la corrélation entre C et N dans l'hypothèse d'une liaison fonctionnelle linéaire, traduisent des conditions de sédimentation.**

Source : MNHN, Paris

Les observations effectuées au cours des études régionales du chapitre III confirment, en première analyse, ce point de vue. En effet, pour une teneur moyenne en matière organique très voisine de la moyenne régionale oranaise, le rapport C/N dans le golfe d'Oran et ses abords est nettement plus élevé que dans les golfes d'Arzew et Nemours; cette anomalie étant imputable à la dispersion (au sein des sédiments) de fibres rouies provenant des berbiers littoraux. Par rapport au golfe d'Arzew, il y a un faible excès de carbone et surtout un déficit net en azote. De même, en baie de Djidjelli, sur la corniche du massif de Collo et dans le golfe de Philippeville, on attribue la dispersion des valeurs de C/N et l'affaiblissement de la corrélation à l'arrivée en quantité importante de matière végétale brute ou plus ou moins dégradée, facilement observable dans les boues qui bordent la frange sablonneuse ou graveleuse du littoral.

Dans le golfe d'Arzew, la teneur moyenne en matière organique et C/N sont les plus faibles. Les herbiers implantés sur la bordure littorale, dans le secteur de Port-aux-Poules notamment, semblent sans effet sur les sédiments du centre de la vasière. Par ailleurs, dans les boues au large du Chélif, les teneurs en C restent comprise entre 0,5 et 0,7 % de même que C/N s'écarte peu de 6. Les alluvions du Chélif sont probablement très pauvres en matière organique du fait de l'aridité relative des régions traversées. La plus grande quantité de matière organique contenue dans la vasière d'Arzew devrait donc avoir une origine autre que végétale terrigène.

De l'avis de nombreux auteurs et notamment de BERNARD (1950, 1953), la principale source de matière organique sur le plateau continental algérien est constituée par le **phytoplancton.** La composition de ce plancton est constante. C/N y est en moyenne égal à 5,9 (in BORDOVSKYI, 1965). Il serait donc permis de penser que l'essentiel de la matière organique de la vasière soit d'origine planctonique et plus précisément phytoplanctonique.

Selon BERNARD (1950), il en serait de même en baie d'Alger et plus au large avec, toutefois, une distorsion de C/N due à un rapport de sels azotés par l'oued Harrach.

En somme, un rapport C/N voisin de 6 et un coefficient de corrélation satisfaisant seraient l'indice d'une source unique, nettement dominante, de matière organique, en l'occurrence le phytoplancton. Corrélativement, des écarts de C/N par valeurs supérieures joints à une diminution de l'intensité de la corrélation, traduiraient l'influence d'apports de nature différente. Cette interprétation allie relativement bien nos observations avec nos mesures et l'ensemble avec les conclusions des auteurs.

Toutefois, on ne peut la faire valoir dans le cas des golfes de Nemours et d'Oran, car une nette augmentation moyenne de C/N en relation avec une diminution des quantités d'azote dans les sédiments, s'accompagne d'une forte corrélation entre C et N. La matière organique ne peut donc provenir uniquement du phytoplancton. Il y a mélange avec d'autres sources plus riches en carbone (ou plus pauvres en azote) et il faut envisager une certaine homogénéisation : mécanique ou physico-chimique.

Bien que le remaniement des sédiments sur le plateau continental ne soit pas négligeable, il est peu probable que la matière organique se prête à une bonne homogénéisation par les voies mécaniques. Les auteurs s'accordent en général avec BORDOVSKYI (1965) pour reconnaître une importance primordiale à cet égard, à la dégradation de la matière organique de quelque origine soit-elle, par le **biochimisme bactérien** à la surface du sédiment et dans sa pellicule superficielle. Nous avons observé une telle dégradation en liaison notamment avec la production de monosulfures dans les boues du canyon de Bougie. Par ailleurs, les débris végétaux observables dans les boues et vases bors de la frange sablonneuse, sont manifestement dégradés, brunis et tendent visiblement à s'enricbir en carbone.

Autrement dit, cette **dégradation** semble toute aussi réelle sur le plateau continental algérien que les apports de phytoplancton et de matière organique détritique terrigène. Or on sait que ce phénomène, puisqu'il tend à modifier l'intégrité du sédiment après dépôt, ressortit de la diagenèse et dépend étroitement des **conditions de milieu** : nature du sédiment, oxygénation, température, etc.

On peut logiquement estimer que ces conditions varient très peu au niveau d'une vasière dans un golfe ou une baie, mais que par contre, elles fluctuent lorsqu'on passe d'un golfe à un autre. Dès lors, l'état de transformation de la matière organique héritée, son degré d'homogénéisation (oxydation du carbone, mise en solution de l'azote, etc.) dépendent de facteurs locaux. En conséquence, les **valeurs de C/N,** de a dans $C = a.N$ ou $C = a.N^b$ n'ont plus qu'une **signification strictement locale,** d'ordre diagenétique. C/N ne serait plus directement dépendant des sources et de ce fait il serait vain de l'utiliser pour tenter d'en reconnaître l'origine.

Source : MNHN, Paris

A la suite de cette analyse, on se trouve donc en face de deux hypothèses très différentes qui chacune permettent d'interpréter l'homogénéité, à l'échelle locale, de la matière organique ou les fluctuations discrètes de sa composition dans les sédiments à l'échelle régionale :

— C/N dépend de — et donc reflète — l'influence relative des différentes sources en l'occurrence phytoplancton et débris végétaux continentaux,

— C/N et le coefficient de corrélation traduisent un état de transformation diagenétique sous contrôle bactérien et par conséquent sont relativement indépendantes des sources.

Faute d'arguments décisifs, nous sommes dans l'impossibilité, pour le moment, de déterminer quelle est l'hypothèse la plus probable en ce qui concerne les sédiments pélitiques du plateau continental. Nous étudierons auparavant, les sédiments de la pente continentale et de la plaine abyssale.

Ajoutons qu'on a constaté, sans s'y attarder, une sorte de proportionnalité inverse entre le carbone organique et le carbone minéral de même qu'une tendance à une proportionnalité directe entre les teneurs en argiles et en carbone organique. La première observation est sans signification car le calcaire (carbone minéral) joue en quelque sorte le rôle de diluant inerte vis-à-vis de la matière organique, la relation n'est donc qu'apparente. Par contre, il semble bien que dans beaucoup de sédiments, les teneurs en argile et en carbone organique varient dans le même sens sans que l'influence des variations très grandes des teneurs en calcaire puisse l'expliquer. Nous reviendrons sur cette question dans les lignes qui suivent.

b) La matière organique dans les sédiments de la pente continentale algérienne et du bassin algéro-baléares.

Il ressort des travaux d'Olausson (1960), d'Eriksson (1965) et de nos observations résumées dans le chapitre IV que, du point de vue des teneurs en matière organique des sédiments, le bassin algéro-baléares se divise en deux régions.

Au Nord, les boues de la bordure espagnole et baléare et de la partie centrale de la plaine abyssale sont pauvres en matière organique : 0,3 à 0,6 %.

Au Sud, les sédiments de la bordure algérienne et de la plaine abyssale adjacente ont des teneurs en carbone organique qui sont fréquemment supérieures à celles des vasières du plateau continental et largement supérieures à celles de la zone nord : 0,6 à 1,1 %.

On ne peut attribuer cette différence qu'à l'influence des apports détritiques car, dans la carotte 211, prélevée au large du golfe de Nemours, loin de tout arrière-pays, les teneurs moyennes en carbone organique sont de l'ordre de 0,6 à 0,7 %. Le courant atlantique, par la masse de plancton qu'il transporte, pourrait bien jouer à cet égard, un rôle important.

L'étude des carottes (Cbap. IV) a montré que dans une certaine mesure, les fluctuations des teneurs en C et N par rapport aux moyennes, étaient liées plus ou moins étroitement aux zonations biologiques et lithologiques d'origine climatique. La teneur en carbone organique des carottes C. I. Géomed. I, C. T. 3, 210, est plus élevée à la base qu'au sommet. Par contre dans certaines carottes de la bordure algérienne (Kabylie), la tendance est inverse, la quantité de carbone et surtout d'azote est plus forte au sommet qu'à la base. En fait, ce schéma général est souvent perturbé par des variations brutales dans un sens ou dans l'autre, notamment au niveau des passées sablonneuses. Sur la bordure algérienne, l'augmentation des quantités de matières organiques, plus précisément d'azote, vers le sommet des carottes, va de pair avec l'accroissement des teneurs en argile.

Il est curieux de constater par ailleurs qu'aussi bien sur la bordure sud que sur la bordure nord ou que dans la plaine abyssale, C/N dans les sédiments dragués ou dans ceux du sommet des carottes, reste voisin de 6 avec de faibles écarts (C/N = 7.5 dans la carotte 210). Il apparaît même que le long de la pente continentale kabyle (C. T. 4 à C. T. 7) C/N varie moins que sur le plateau continental oranais. Or, la quantité de matière organique végétale d'origine littorale ou terrestre qui se dépose le long de la bordure constantinoise est considérable.

En outre, bien que le phénomène soit certainement complexe et pas très net, il semble que les variations verticales de C/N dans les carottes et les manifestations diagenétiques soient souvent concomitantes.

Source : MNHN, Paris

Précisons :

— C/N croit fréquemment de plusieurs points, vers le bas, dans les premières dizaines de centimètres, une diminution de la teneur en azote en est parfois à l'origine;

— cette croissance du rapport est accompagnée généralement d'une croissance de Fe^{3+}/Fe^{2+} qui traduit le passage à des conditions de moins en moins oxydantes;

— en règle générale et indépendamment des valeurs absolues de C et N, C/N est plus élevé dans les niveaux à pyrite (boues bleues) que dans les sédiments à gœthite (boues jaunes). Ce fait important est particulièrement net dans C. I. Géomed. 1, C. T. 4, C. T. 7, C. T. 12 et, dans une certaine mesure, dans C. T. 3.

En résumé, C/N n'est pas affecté de variations notables lorsqu'on passe de la bordure constantinoise à la bordure oranaise, espagnole ou dans la plaine abyssale. Pourtant, le rapport des masses de matière organique d'origine phytoplanctonique et détritique terrigène doit varier considérablement d'une région à l'autre. De plus, C/N ne semble pas indifférent au degré d'oxydation du sédiment. Ce rapport est notamment plus élevé dans les niveaux riches en pyrite, c'est-à-dire dans les milieux où un biochimisme bactérien s'est certainement exercé.

Il résulte de tout ce qui précède qu'à notre avis, des deux hypothèses formulées plus haut concernant la signification de C/N et de la relation qui lie ces deux éléments, la seconde est la plus probable. En effet, la transformation (dégradation) de la matière organique, quelle que soit son origine, semble être un phénomène essentiel, en relation avec les autres manifestations de la diagenèse précoce; à cet égard, les premières couches du sédiment sont comparables à un sol.

Dans cette optique, il faut peut-être minimiser un tant soit peu l'importance qu'on prête généralement au phytoplancton, car il est notoire que la Méditerranée en est, en fin de compte, faiblement pourvue. Nous avons déjà fait remarquer d'autre part, qu'au moins sur le plateau continental, les sécrétions de ce plancton qui participent à la constitution des sédiments (frustules de Diatomées, Coccolithes) sont en effet relativement peu abondantes. La masse de matières organique d'origine terrestre est vraisemblablement mésestimée et doit avoir beaucoup plus d'importance qu'on ne le croit habituellement sans pour cela modifier le rapport C/N au sein du sédiment.

En conclusion, le traitement statistique des résultats d'analyse de C et N dans les sédiments du plateau continental nous a amené à réfléchir sur la signification de C/N et de la relation simple qui paraît lier les deux éléments.

L'étude de la matière organique des sédiments profonds nous a fourni des arguments favorables à l'hypothèse d'une reprise bactérienne. Cette reprise modifie sa composition originelle, l'homogénéise quelles que soient les origines de cette matière organique. A ce titre, ce phénomène fait partie des premières manifestations de la diagenèse précoce. C/N ne peut donc donner aucune indication sûre concernant la nature des sources puisqu'il dépend surtout des conditions de milieu et très certainement aussi de la concentration en matière organique.

5 — HYDROXYDES ET SULFURES DE FER NÉOGÈNES. LE FER DANS LES SÉDIMENTS.

Pour beaucoup d'auteurs, la dégradation biochimique de la matière organique au sein des couches superficielles des dépôts est un phénomène capital dont dépend même l'intensité de la diagenèse précoce et les formes minérales nouvelles auxquelles elle donne naissance.

Ainsi, selon Vassoyevitch (1955), la matière organique contrôle la diagenèse. Bordovskyi (1965) précise davantage et pense que les modifications ou l'altération des conditions d'oxydo-réduction dans un sédiment sont liées à la dégradation de la matière organique : « *principale source d'énergie pour la diagenèse* » (op. *cit.*, p. 89). Strakhov & Zalmanson (1955) considèrent quant à eux que la balance des formes minérales authigènes du fer dans le sédiment marin dépend de la quantité de matière organique contenue dans les dépôts lorsque la réduction du fer commence. Il semble bien y avoir, comme nous l'avons pressenti plus haut, une certaine dépendance entre l'état d'oxydation du fer dans le sédiment et la matière organique.

Source : MNHN, Paris

La notion de zonation chimique dans un bassin de sédimentation serait donc aussi réelle et précise que celle de variation de faciès lithologique ou biologique.

Dans le bassin algéro-baléares, cette zonation est visible dans deux plans différents : géographique et stratigraphique. En effet sur la bordure algérienne, on trouve d'Est en Ouest :

— des boues jaunes à hydroxyde de fer au large du golfe de Bône et dans les vallées de La Galite et de Tabarca;

— des boues grises ou noires à traces de pyrite néoformée et de monosulfures sur la pente continentale kabyle;

— des boues jaunes à hydroxyde de fer au large de Ténès et de l'Oranie, tout particulièrement dans le golfe de Nemours.

Du Sud au Nord, les boues grises ou noires de la pente continentale kabyle et algéroise passent progressivement à des boues jaunes à hydroxyde de fer qui recouvrent pratiquement toute la plaine abyssale et la bordure espagnole.

Verticalement, dans les carottes, les boues jaunes sont remplacées brusquement ou non par des boues grises, bleues, etc., désignées pour simplifier par le vocable « boues bleues » à monosulfures et pyrite. La carotte C. I. Géomed. I montre qu'il y a alternance. Ce phénomène a déjà été observé dans les sédiments du Quaternaire récent du bassin méditerranéen oriental (Ryan et al., 1966).

Nous avons précédemment interprété cette zonation géochimique verticale, en particulier la dernière séquence : boues bleues - boues jaunes, comme la conséquence indirecte de fluctuations climatiques récentes, fluctuations contrôlant l'économie hydrologique de la Méditerranée et plus précisément l'oxygénation des eaux de fond.

Dans les conditions actuelles, il ne fait aucun doute que la néogenèse de la gœthite, voire même de la limonite (moule interne de Foraminifères planctoniques) dans les boues jaunes soit en rapport avec le pouvoir oxydant des eaux de fond relativement riches en oxygène dissous. Par contre, au cours du Tardiglaciaire et antérieurement à l'épisode « plus chaud » qui l'a précédé, les conditions auraient été telles qu'un abaissement du taux d'oxygène dissous dans les eaux de fond se serait produit, suivi de la genèse de sulfures en quantité variable. Nous avons vu que cette néogenèse ne faisant aucun doute (la pyrite pseudomorphose des débris végétaux, agglomère des Foraminifères planctoniques, voir pl. XVII).

Ce schéma, établi en considérant que le taux d'oxygène dissous des eaux de fond était le seul facteur déterminant, s'est évidemment révélé trop simple et incomplet.

Une première difficulté s'est fait jour lorsqu'on a constaté que des sulfures se sont encore formés tout récemment sur les pentes de la Kabylie, à l'état de trace il est vrai. Nous avons mis ce fait en relation avec la teneur en O_2 dissous plus faible des eaux intermédiaires qui baignent ces pentes. C'est un facteur favorable mais probablement pas suffisant car la genèse de sulfures a lieu actuellement en certains points du plateau continental (le canyon de Bougie notamment) où les eaux sont en principe très oxygénées.

Par ailleurs, il est vraisemblable que ces mêmes eaux intermédiaires entrent aussi en contact avec la pente continentale espagnole et des Baléares où pourtant aucune trace de sulfures n'a été décelée.

En fait, cette singularité du précontinent kabyle et dans une certaine mesure de la marge algéroise (jusqu'à Alger) est liée au moins en partie à un autre phénomène : à profondeur pratiquement égale, les teneurs en matière organique des sédiments sont en moyenne deux fois plus élevées au large de ces régions qu'au centre de la plaine abyssale ou sur la bordure septentrionale. Or, il est exclu qu'une telle différence soit provoquée par une oxydation moins forte côté algérien qu'ailleurs car le taux d'oxygène dissous des eaux de fond ne semble pas varier fortement d'une région à l'autre.

Cette différence ne peut avoir, à notre avis, qu'une seule origine principale : un taux de sédimentation des matières organiques plus élevé au large de la Kabylie.

Comme il a été dit plus haut, la part de l'apport détritique littoral et terrigène doit être importante. La moindre oxydation des sédiments de surface de la pente kabyle semble donc liée à la quantité de matière organique qui se dépose. D'autre part, on a constaté qu'en règle générale, la teneur en carbone organique des boues jaunes à hydroxyde de fer est inférieure à celle des boues bleues sous-jacentes à sulfures.

En somme, le degré d'oxydation des sédiments de surface du bassin algéro-baléares serait dans une certaine mesure dépendant de la quantité de matière organique qu'ils renferment. On rejoint ainsi le point de vue de Strakhov & Zalmanson.

Source : MNHN, Paris

Il est à noter que d'autres facteurs doivent encore intervenir, notamment le taux de sédimentation général et plus particulièrement celui des argiles. En effet, la grande surface spécifique des minéraux argileux confère à la phase argileuse plusieurs propriétés parmi lesquelles un grand pouvoir d'adsorption qui peut s'exercer à l'égard des Bactéries, de la matière organique très divisée, des complexes organo-métalliques et peut accélérer leur sédimentation tout en les protégeant. N'avons-nous pas déjà constaté que parmi les trois phases minérales majeures la phase argileuse était la plus riche en matière organique ? (paragraphe 4). De plus, un taux de sédimentation élevé assure un enfouissement plus rapide et relativement étanche et par conséquent un isolement très poussé de la flore bactérienne et de la matière organique.

Toutes les conditions sont alors réunies pour permettre l'apparition de **micro-milieux,** puis par contamination éventuelle, de **niveaux** où se développent des **conditions réductrices.** Dans cet ordre d'idée le retard à l'apparition des boues jaunes au large de la Kabylie pourrait être imputable à la fois à l'accroissement du taux de sédimentation des argiles et de la matière organique.

En définitive, l'**oxygénation des eaux de fond** ne semble pas être le seul facteur dont dépend la genèse des sulfures et plus généralement le développement de **milieux réducteurs. La quantité de matière organique** contenue dans le sédiment et le taux de sédimentation seraient à certains égards aussi déterminants. En outre des facteurs locaux comme l'influence de dômes de sels sous-jacents évoquée par PAUTOT et *al.* (1968) ne doivent pas non plus être négligés. Il est possible que ce soit là l'une des causes de la teneur en pyrite exceptionnelle à la base de la carotte C. I. Géomed. I prélevée précisément sur un dôme. Il est évident que tous ces facteurs ne s'opposent pas mais qu'au contraire, de leur interaction dépend en fin de compte, qualitativement et quantitativement, la genèse des formes minérales du fer.

Doit-on alors considérer que, eu égard aux sulfures néoformés, le bassin algéro-baléares et plus généralement le bassin algéro-provençal ont connu durant le Quaternaire récent des épisodes d'**euxinisme** véritable ? Absolument pas, et il faut, à ce propos, mettre l'accent sur le fait que la formation de sulfures peut avoir lieu sous des eaux oxygénées. Nous venons de le voir. L'anoxie des eaux de fond n'est en aucun cas indispensable, peut-être est-ce même défavorable. STRAKHOV & ZALMANSON (*in* BORDOVSKYI, 1965) qui ont étudié le cas de la mer Noire sont arrivés à la conclusion suivante : « *In terms of total pyrite content and the proportions of authigeneous mineralogical forms, the sediments of the hydrogen sulphide zone of the Black Sea do not, in the main, differ significantly from those of a similar type of deposits in basin with a normal gas regime, if such deposits contain the same amount of organic matter* ». Il semble en effet que l'euxinisme soit un cas limite, stable dans certaines conditions pour lesquelles la genèse des sulfures est stoppée.

En conséquence, pyrite et euxinisme ne sont pas nécessairement liés.

La genèse des sulfures métalliques a lieu avant l'établissement de conditions véritablement euxiniques c'est-à-dire avant l'anoxie et le dégagement de H_2S qui passe en solution dans l'eau. Elle dépend d'un ensemble de facteurs. Elle est seulement favorisée par l'un très important d'entre eux : l'abaissement local ou général du taux d'oxygène dissous. Ceci explique qu'une faune ou une microfaune benthique de Foraminifères (par exemple) ait pu se développer au contact de milieux générateurs de pyrite (ex. : *Miliolidæ*), et puisse parfois même synthétiser ce minéral dans son cytoplasme (Y. LE CALVEZ, 1951 *in* GONI et PARENT, 1966).

Par ailleurs contrairement à ce que pensait J. BOURCART (1959 c, 1964) les boues jaunes ne sont pas, pour l'essentiel, des boues bleues oxydées mais, en fait, des sédiments de composition très voisine, déposés en milieu suffisamment oxydant et pauvre en matière organique.

Après avoir ainsi tenté de préciser les conditions de formation des deux formes minérales néogènes principales du fer : la gœthite et la pyrite, nous ne pensons pas qu'il soit nécessaire de retracer ici en détail ce que l'on sait du mécanisme de formation. Rappelons simplement que selon les auteurs, ces mécanismes sont de nature biochimique (Bactéries) et conduisent, dans le cas de la pyrite, à la fixation du soufre issu de la réduction des sulfates dissous (eaux interstitielles et eaux de fond) sur du fer. Si l'origine de l'oxygène et du soufre ne pose aucun problème (ils existent dans l'eau en quantité suffisante), il n'en va pas de même pour le fer.

Le fer n'existe qu'à l'état de trace dans l'eau de mer. Par contre, à partir des analyses totales effectuées par MURAOUR (1954 a) on estime que la teneur en fer total des boues de notre région d'étude est de l'ordre de 3 à 6 %. D'après les analyses citées par DEBYSER (1961) elle est proche de 5 % pour des sédiments relativement pauvres en calcaire.

Source : MNHN, Paris

Selon Strakhov & Zalmanson, si le fer total de ces auteurs correspond bien aux résultats d'analyses globales, cette teneur se situerait entre 3 et 4,5 %. Nos estimations semblent donc satisfaisantes. Or, la quantité d'hydroxydes néoformés et la totalité des sulfures ne représentent jamais plus de 0,6 % de fer soit 10 à 20 % au maximum du fer total et en moyenne beaucoup moins. Par ailleurs nous avons pu constater (Chap. III et IV) que la quantité de fer soluble dans HCl étendu à chaud (mises à part les vases calcaires à « sables fauves ») s'échelonnent de 1,5 à 4 % du sédiment sec, en moyenne, soit de l'ordre de 30 à 60 % du fer total. Cela signifie qu'environ la moitié du fer total est faiblement combinée ou peu stable. Précisons en outre que dans ce fer soluble entre la quasi-totalité du fer des hydroxydes néoformés et des monosulfures mais pas le fer de la pyrite. Ce fer soluble est si peu stable que les proportions relatives de ses deux états d'oxydation : Fe^{2+} et Fe^{3+} sont extrêmement variables.

A l'occasion d'une note antérieure (Leclaire, 1968 a), nous avons montré que la valeur du rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} était en relation avec la nature des formes minérales authigènes et de ce fait, dépendait du degré d'oxydation du milieu. Au reste, nous l'avons constaté tout au long des chapitres précédents. Ainsi, dans un sédiment à pyrite, 40 à 60 % du fer soluble est à l'état réduit contre 5 à 30 % dans les sédiments à gœthite. Il est donc très vraisemblable que ce fer, sensible à l'état du milieu, ait pu être utilisé par le biochimisme bactérien.

En d'autres termes, le fer de la pyrite et des monosulfures, à tout le moins, en est probablement issu.

Quelle peut être son origine et sous quelle forme se trouve-t-il dans les sédiments ? On peut affirmer à la vue du diagramme de la figure 94 qu'il se localise pour l'essentiel dans la phase

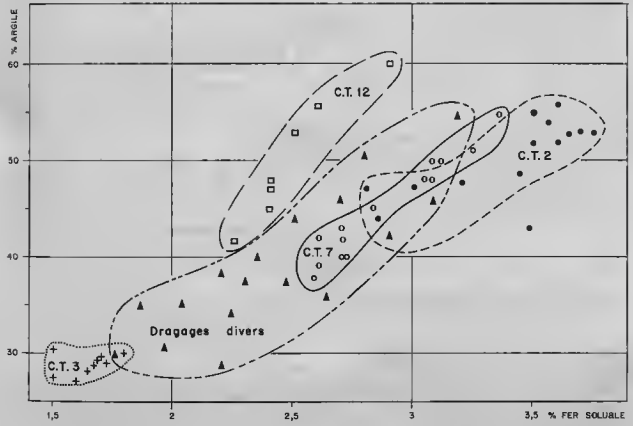


Fig. 94. — Relation entre les teneurs en argiles et en fer soluble dans H Cl de quelques sédiments pélitiques.

argileuse des boues avec des teneurs variables suivant les régions. En reprenant les expériences microchimiques de Debyser (1961), on a constaté que dans les boues bleues, les argiles se coloraient en rouge sombre en présence d'O-phénantroline, indice certain de la présence de Fe^{2+} ionisé. Cette coloration était renforcée par traitement à l'acide dilué tandis que du fer réduit passait en solution.

Source : MNHN, Paris

Plusieurs origines sont alors possibles :
— les minéraux des argiles et les hydroxydes adsorbés,
— les complexes organiques,
— les carbonates.

La fraction pélitique des boues est riche en carbonates. Mais la totalité du fer mis en solution ne peut provenir que des carbonates de fer ou de carbonates plus ou moins ferrifères détritiques car, s'ils sont de néoformation, le problème n'est pas résolu. Par ailleurs, une telle quantité de sidérite ou de calcite ferrique ou ferreuse n'a pu être mise en évidence. Toutefois cette origine, partielle, n'est pas à exclure, car on connaît de nombreux gisements de fer telliens à sidérose, minéral par ailleurs très friable.

Plus vraisemblablement, ce fer soluble est pour sa plus grande part localisé dans le **complexe : argiles + matières organiques**. Le traitement acide ne détruit qu'au maximum 10 % des minéraux des argiles. D'autre part la teneur en fer du réseau de l'illite et même de la chlorite reste faible. Ce fer ne peut donc être le fer de constitution des minéraux des argiles. On est alors amené à envisager qu'il puisse être à l'état d'hydroxyde adsorbé à la surface des phyllites ou sous d'autres formes échangeables. Son origine première serait, dans ce cas, principalement pédologique.

Quoiqu'il en soit, nous considérons en accord avec Strakhov et Zalmanson (*in* Bordovskyi, 1965) que ce fer soluble qu'ils appellent « mobile », sous quelque forme qu'il soit, doit être facilement « *activé* » au sein du sédiment sous l'influence du biochimisme bactérien et qu'en conséquence **la balance de ces deux états, réduit ou oxydé, traduit bien un degré d'oxydation.** Notons, qu'apparemment, seule une faible quantité de ce fer se trouve combinée dans des néogenèses. Pour pouvoir préciser davantage il faudrait étudier d'une part la dégradation biochimique éventuelle des micas et particulièrement de la biotite et des chlorites.

En conclusion, au terme de cette étude très sommaire de la matière organique et des néogenèses du fer, on ne peut conclure à rien de définitif sinon à la grande complexité des interactions du milieu de sédimentation et des corps en présence : organiques et minéraux. Ces interactions, qu'on a tenté de mettre en évidence dans le bassin algéro-baléares, sont le témoignage certain d'une diagenèse précoce intensive dans laquelle l'activité biologique joue un grand rôle. Cette diagenèse fait qu'un sédiment marin ne peut être identique à des alluvions, même en l'absence de toute sédimentation carbonatée. Le sédiment n'est pas l'accumulation de ce qui est en suspension dans les eaux marines. Il se différencie dès l'instant du dépôt.

II — LA RÉPARTITION DES SÉDIMENTS

I — SUR LE PLATEAU CONTINENTAL.

a) Les principaux faciès et leur origine.

Si la couverture sédimentaire du plateau continental algérien apparaît, au premier abord, composée d'une mosaïque de sédiments (Chapitre III), un examen attentif des cartes sédimentologiques révèle en fait l'existence de **quatre principaux faciès** déjà évoqués dans la conclusion du chapitre III.

Ce sont :
— les sables et sablons siliceux à quartz et tourmaline de la bordure littorale meuble,
— les boues à illite et quartz des vasières et des bandes de vase intermédiaire,
— les sables et graviers calcaires à Algues et Bryozoaires se subdivisant en **sables récents** et **sables anciens,**
— les boues à Foraminifères du rebord continental.

Source : MNHN, Paris

Les sables et sablons siliceux de la bordure littorale.

Ils constituent parfois, comme dans le golfe de Bône, un important talus qui prolonge jusque vers 30 à 50 m de profondeur le système des dunes littorales. Dans le paragraphe précédent, il a été montré que ces sables sont constitués, pour l'essentiel, par deux stocks de matériaux : — l'un (sans doute le plus important) provient de l'érosion de l'épaisse couverture détritique crétacée et paléogène de l'Algérie (ex. : les grès numidiens) et contient des espèces minérales très ubiquistes qu'on retrouve dans toutes les plages, — l'autre (moins important) contient des espèces plus rares ou très localisées et proviendrait de la reprise du démantèlement des massifs côtiers surélevés au cours du Plio-Quaternaire.

Les plages actuelles de même que les avant-plages sont issues de la reprise des dunes récentes et anciennes, c'est-à-dire de *« laisses de régression »* ou d'apports alluvionnaires remaniés par le vent sur le plateau continental émergé, au cours de périodes antérieures du Quaternaire. Actuellement, les apports alluvionnaires n'entrent que pour une très faible part dans la constitution de la bordure littorale meuble. Ils ne sont perceptibles qu'au voisinage immédiat de l'embouchure des grands oueds qui charrient sans doute aujourd'hui beaucoup plus d'argile et moins de sable qu'au cours du Tardiglaciaire.

Les boues des vasières.

Ces boues très fines résultent de l'accumulation, sur des zones particulières du plateau continental, de pélites d'origine alluvionnaire en provenance directe des oueds ou du lessivage de la bordure littorale sablonneuse. Une partie des argiles de ces boues peut aussi provenir du vannage des sables anciens du large. Leur très faible teneur en calcaire et notamment en calcaire biogène aleuritique et arénitique est caractéristique. Ces boues, sédiment typiquement détritique, sont le produit de la sédimentation holocène sur le plateau continental.

Les sables et graviers calcaires.

Ce faciès à Algues calcaires, Bryozoaires et coquilles, envasé ou non (vases calcaires du large), est en fait constitué par deux dépôts d'âge différent. En accord avec J. P. Caulet (1970), on distingue les sables et graviers calcaires très récents qui se déposent encore actuellement sur les hauts-fonds rocheux ou à proximité de la bordure littorale et les sables plus anciens encore appelés *« sables fauves »* ou *« sables verts »*. Ces sables anciens méritent une attention particulière car le problème de leur origine se pose.

Résumons tout d'abord leurs caractères généraux :

— ils sont disposés en « banc » à proximité ou sur une topographie de type subaérien manifestement ancienne;

— ils se trouvent près du rebord continental par des fonds de 80 à 150 m;

— ils contiennent en quantité importante du *maerl* (*Lithothamnium calcareum*) en position bathymétrique anormale;

— les arbuscules de ces Algues, les thalles des autres, les coquilles ont été remaniés; ils sont corrodés, percés par des Cliones;

— ils renferment (rarement) des Foraminifères fossiles calcifiés (golfe de Nemours) ; au large du plateau des Hachachas, J. P. Caulet (1968) y a trouvé un Bryozoaire fossile; ces fossiles pourraient provenir des formations anciennes sous-jacentes;

— les thalles et les débris de coquilles, les Foraminifères sont fortement imprégnés et incrustés de glauconie et de gœthite; ils sont très fréquemment colorés en rouge ou en brun par de l'oxyde ou de l'hydroxyde de fer, coloration due vraisemblablement à un passage en milieu subaérien;

— enfin, on trouve souvent mélangé en faible quantité à ces sables anciens un sable siliceux à quartz éolisés et cortège de minéraux lourds qui rappellent les sables et sablons de la bordure littorale.

De tels sables et graviers constituent un faciès particulier. Leur présence près du rebord conti-

Source : MNHN, Paris

nental, au milieu de sédiments pélitiques, est une anomalie au même titre que le Corail rouge, enfoui dans les boues, qui a été arraché au rebord de la corniche du massif de Collo (cf. Chap. III). Ces anomalies montrent qu'ils n'ont pas été déposés récemment. Ces sables ne se trouvent plus dans leur milieu d'origine et semblent être tout à fait comparables aux « *relict sediments* » du plateau continental californien (K. O. EMERY, 1952) ou du plateau de la Caroline (J. P. MILLIMAN et *al.*, 1968). C'est un faciès analogue au « *sables roux* » du large sur le plateau provençal et aux « *sables fauves* » du golfe de Gascogne.

Il est possible, à titre d'hypothèse, d'envisager quelle peut être leur origine.

Au cours du **Quaternaire récent**, le plateau continental a été balayé à plusieurs reprises par des variations glacio-eustatiques du niveau de la mer. A chaque reprise, les dépôts formés antérieurement de même que les formations anciennes du plateau continental ont été plus ou moins remaniés. Au maximum de la dernière régression et au cours des étapes qui ont marqué la transgression holocène, il est probable que le long des rivages se soient édifiés des cordons littoraux (notamment entre 120 et 80 m de profondeur) avec du matériel remanié alors que se déposaient par faible profondeur des faciès à Algues calcaires. Il est possible que ces derniers aient connu un grand développement au fur et à mesure de la remontée de la mer, recouvrant une grande partie du plateau continental. Les sables anciens du large, tels qu'on les observe actuellement, seraient les vestiges de ces anciens cordons littoraux et de ces dépôts calcaires de faible profondeur. Ils ne représentent plus qu'une faible part de ces sédiments, part non encore recouverte par les produits de la sédimentation holocène.

L'interprétation précédente laisse prévoir l'existence de deux types de sables anciens : 1) — ceux dont les constituants (Algues, coquilles etc...) et la mise en place sont contemporains du début de la transgression holocène (et de la fin de la régression pléistocène), 2) — ceux dont les constituants ne sont peut-être pas contemporains de cette époque mais beaucoup plus anciens. Les rares fossiles observés et surtout **l'abondance de la glauconie** (libre ou en incrustation) font penser aux « ***sables résiduels*** » du plateau de la Caroline du Nord, lesquels, selon GORSLINE (1963), proviendraient du remaniement de formations cénozoïques formant le plateau continental lui-même. Cette distinction des sables résiduels au sein des sables anciens pourrait bien être fondé en Oranie car les faciès glauconieux à Algues calcaires sont connus dans le Néogène de l'arrière-pays dont le plateau continental a très vraisemblablement été taillé dans du Miocène et du Pliocène (voir Chapitre II et III).

Ces sables et graviers calcaires sont plus ou moins envasés (vases calcaires du large) et contiennent aussi en surface des débris ou des coquilles fraîches, des Bryozoaires récents et toute une association de **Foraminifères** typiquement holocène (*Globorotalia inflata, Globigerinoïdes ruber, Globorotalia truncatulinoïdes... Bulimina, Bolivina, Cassidulina,* etc.). On a pensé que le mélange d'argile et d'éléments très récents, avec un sédiment ancien était un artéfact dû à la méthode de prélèvement (dragage). Cependant, un même mélange est aussi apparu dans quelques rares carottes réussies. Par ailleurs, un phénomène de ce genre a aussi été observé par POWER et KUNSMAN (1953) devant Cheasapeak bay (Caroline du Nord). On est donc tenté d'admettre avec ces auteurs qu'il existe, du point de vue des teneurs en argiles et des débris de faune récente mélangés aux sables anciens, une gradation à la fois verticale et horizontale, gradation qui serait l'indice d'un remaniement très récent se continuant actuellement. Un tel remaniement pourrait s'expliquer par la théorie de P. LHERMITTE appliquée aux grandes houles de tempêtes lesquelles au contact d'un fond rugueux ne donneraient plus naissance à une **couche limite laminaire mais turbulente** susceptible de remettre en suspension, de vanner une mince couche de matériaux (cf. Chap. V, paragraphe A. 1).

Les boues à Foraminifères du rebord continental.

La composition moyenne de ces sédiments est très voisine de celle des pélites de vasières. Cependant, ils sont en général plus riches en calcaire et plus pauvres en sables siliceux détritiques. On y trouve des associations de **Foraminifères planctoniques** et benthiques auxquelles se joignent des Coccolithes en faible quantité (voir Chap. III, baie d'Alger et Oranie notamment). Parmi les Foraminifères planctoniques, on a noté la présence d'espèces généralement dominantes par plus grands fonds : *Globorotalia inflata, Globorotalia truncatulinoïdes, Globigerina quinqueloba, Globigerinoïdes ruber, Globigerinoïdes triloba* et *sacculifera* etc. Les espèces benthiques les plus fréquentes appartiennent aux genres *Bolivina, Bulimina, Uvigerina, Cassidulina* etc.

Source : MNHN, Paris

La présence de cette microfaune (plus particulièrement les formes planctoniques) caractérise ces boues du rebord continental par rapport à celles des vasières qui en sont presque totalement dépourvues.

Il semble qu'au voisinage du rebord continental, près des bancs de sables anciens, il existe une limite en deçà de laquelle très peu de Foraminifères planctoniques se déposent. Cette observation rejoint celle d'ANDREIEFF et *al.*, (1969) à propos de la sédimentation sur le plateau continental de la Bretagne méridionale. L'origine de ce phénomène, non encore clairement élucidée, est sans doute à rechercher en tenant compte de plusieurs faits. Le rebord continental est le lieu remarquable où peut s'effectuer la rencontre entre une eau de surface et des remontées d'eaux de fond riches en matières nutritives. La limite d'extension des dépôts à Foraminifères sur le plateau continental coïncide avec la zone à faible taux de sédimentation (ou faible ablation) définie précédemment. Il est possible que cette concentration d'organismes planctoniques ne soit qu'apparente et résulte en fait d'un faible taux de sédimentation pélitique voire même d'un certain vannage des pélites.

En ce qui concerne les Foraminifères benthiques, il est possible que certains faciès (boues silico-argileuses) soient plus favorables au développement d'associations particulières comme celles de la baie de Djidjelli et du golfe de Bougie (voir Chap. III).

b) La répartition des sédiments.

Dans la plupart des golfes algériens (sauf dans le golfe de Bougie), là où le plateau continental est suffisamment étendu, on peut observer le long d'une coupe méridienne la succession suivante de la côte vers le large :

— dunes, plages et avant-plages de la bordure littorale sablonneuse,
— boues à illite et quartz des vasières et des « bandes de vase intermédiaire »,
— sables et graviers calcaires anciens du large,
— boues à Foraminifères du rebord continental.

Entre ces principaux faciès se trouvent des **sédiments de transition** : vases calcaréo-argileuses, vases silico-argileuses, etc., (Chap. III) en bordure des vasières. Ces mélanges témoignent de l'extension de ces vasières, extension qui se traduit encore par l'envasement des bancs de sables anciens du large. Selon l'hypothèse formulée dans les pages précédentes concernant l'origine de ces sables anciens, les vasières de même que les boues à Foraminifères et les sables littoraux sont holocènes et recouvrent des sédiments ou des formations plus anciennes conformément au schéma de la figure 95. Remarquons que ce schéma de distribution des sédiments sur le plateau continental algérien est parfaitement comparable à celui de CURRAY (1965) établi à partir de l'étude du plateau continental de la côte Est des Etats-Unis, et à celui de G. BELLAICHE et *al.*, (1969) élaboré à la suite de l'étude du plateau provençal. Rappelons qu'une telle distribution des sédiments se retrouve aussi dans le golfe du Bengale (LA FOND, 1966), dans le golfe du Lion, dans le golfe de Gascogne et sur le plateau marocain atlantique (J. BOURCART, 1964).

L'ubiquité même de cette répartition constitue donc un trait caractéristique du recouvrement sédimentaire des plateaux continentaux, qu'ils soient très vastes ou très étroits. Il est clair qu'elle résulte de la récente transgression holocène au terme de laquelle l'envasement a commencé, le plateau continental jouant le rôle de trappe à sédiments pélitiques. Rappelons que cette distribution est aussi, très vraisemblablement, liée aux conditions hydrodynamiques qui règnent actuellement sur le plateau et qui se traduisent, du point de vue de la sédimentation pélitique, par trois zones particulières :

— une zone médiane à taux d'accumulation maximum (vasières),
— une zone bordière à taux d'ablation maximum : la bordure littorale,
— une zone externe à faible taux d'ablation ou à faible taux de sédimentation, près du rebord continental, au niveau des sables anciens.

Cependant, il est évident qu'en dépit de l'envasement généralisé se traduisant par un grand développement des vasières, en dépit de l'ensablement des bordures, la morphologie actuelle montre que le plateau continental n'a pas encore atteint son profil d'équilibre sauf, peut-être, dans le golfe de Bougie, la baie de Djidjelli et la partie Ouest du golfe de Nemours. Dans ces régions, en effet, le profil est pratiquement celui d'un talus de matériaux meubles en équilibre avec le milieu

Source : MNHN, Paris

environnant. Il est caractérisé par une pente plus forte qu'ailleurs, légèrement concave, joignant le littoral au rebord, sans rupture. Comparativement, le plateau continental oranais avec son relief accidenté et sa très mince pellicule de sédiments, représente le stade opposé.

Sans doute avons-nous là une illustration de **l'évolution morphologique des plateaux continentaux** définie en quatre stades par CURRAY (1965) :

— le premier stade ne serait plus visible,
— le deuxième serait représenté par le plateau continental oranais et bônois avec un relief et des sables anciens nettement apparents,
— le golfe d'Arzew, une partie du golfe de Nemours, la baie de Castiglione caractérisés par un relief et des sables anciens en partie masqués par la couverture de sédiments pélitiques holocènes constitueraient le troisième stade,
— le quatrième stade serait illustré par le golfe de Bougie, les baies de Djidjelli et de Courbet-Marine, la partie Ouest du golfe de Nemours où le plateau continental est entièrement recouvert de sédiments pélitiques holocènes; ce serait le stade d'équilibre final.

Une telle évolution s'accompagne d'une profonde modification de la texture de la couverture sédimentaire du plateau continental : — au début, son gradient granulométrique a une polarité inverse (sables fins du littoral, sables grossiers du large) — ce gradient disparaît ensuite (sables fins,

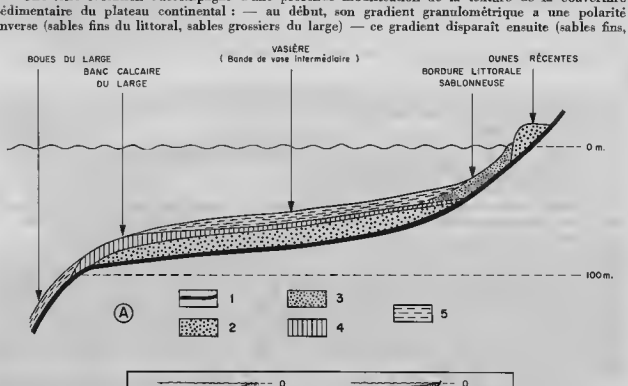


FIG. 95. — Schéma de principe de la répartition des sédiments sur le plateau continental algérien.

A — *Le plateau continental algérien* :
1 — Nivean de base pléistocène;
2 — Laisses de la régression préflandrienne;
3 — Frange littorale sablonneuse actuelle;
4 — Les faciès calcaires anciens;
5 — La vasière (holocène - actuelle).

B — (a) Schéma de CURRAY (*golfe du Mexique*);
(b) Schéma de G. BELLAICHE, C. VERGNAUD-GRAZZINI et L. GLANGEAUD (1969) :
1 — Surface pléistocène;
2 — Sables anciens;
3 — Vases récentes et actuelles.

Source : MNHN, Paris

vasières, sables grossiers) — il réapparaît finalement avec une polarité normale dans le stade final de l'évolution (sables grossiers des plages, sables fins des avant-plages, vases sablonneuses, boues fines du large).

Une autre profonde modification, liée à cette évolution, réside dans le remplacement des faciès calcaires du début par les faciès détritiques, substitution qui se fait de deux façons :

— par recouvrement des faciès calcaires anciens,

— par réduction progressive des aires favorables à la production de calcaire organogène (envasement).

En définitive, le schéma de distribution des sédiments le plus répandu actuellement ne serait qu'un stade très éphémère de l'évolution du plateau continental. Cette évolution, sous le contrôle du glacio-eustatisme, a dû être marquée tout au long du Quaternaire par une succession d'inversions de polarité du gradient granulométrique de la couverture sédimentaire et par une alternance de faciès organogènes et détritiques.

2 — LA RÉPARTITION DES SÉDIMENTS SUR LA PENTE CONTINENTALE ET DANS LE BASSIN.

En relation avec les deux principaux modes de sédimentation décrits précédemments auxquels il faudra peut-être ajouter un troisième à la suite de la découverte des « *nepheloid layers* » (Ewing et Thorndike, 1965), plusieurs faciès peuvent être distingués dans les dépôts profonds.

Sur la pente continentale algérienne se déposent essentiellement des boues fines, sédiment détritique à texture dans l'ensemble homogène qui contient peu de produit d'origine pélagique. Nous avons déjà remarqué (Chap. IV) que ces boues s'enrichissaient vers l'Ouest (marge oranaise) et vers l'Est (chenal de La Galite) en calcaire d'origine planctonique. Cette variation suivant les longitudes singularise la pente continentale algérienne par rapport à ses confins marocains et tuniséens et aux autres bordures du bassin.

Au pied de cette pente continentale se trouve un dépôt plus grossier, hétérogène, à nombreuses passées sablonneuses caractéristiques des **turbidites** et de la **sédimentation spasmodique.** Les seules différences majeures entre ce **sédiment de bas-de-pente** et les boues homogènes sont : — la présence de ces nombreuses intercalations de lits de sable — la texture varvée fréquemment observable. Dans les deux cas, il s'agit d'un mélange de matériaux détritiques (largement dominants) et de produits d'origine pélagique auquel Kuenen (1950) a donné le nom de sédiments bémipélagiques. Ces dépôts homogènes ou hétérogènes constituent un **faciès caractéristique de la sédimentation sur les marges continentales.**

Ce faciès, avec notamment sa variété hétérogène (turbidites), forme, devant le précontinent algérien, un large glacis qui s'étend jusqu'au niveau du 38e parallèle (au centre du bassin). On le trouve encore dans la carotte E. M. (fig. 79) étudiée par J. Bourcart (1953 b) et dans les carottes 010 et 210 décrites respectivement par R. Todd (1958) et Eriksson (1965). Plus au Nord, il semble disparaître et doit passer à un autre faciès reconnu dans la carotte 209 (Todd, 1958). Selon Auzendre (1969), ce glacis détritique atteindrait plusieurs centaines de mètres d'épaisseur et irait en s'amenuisant vers le Nord. Une telle épaisseur laisse supposer que le début de sa formation remonte au Pliocène ou au moins au début du Quaternaire.

La bordure septentrionale du bassin algéro-baléares (marge espagnole et îles Baléares) se différencie nettement de sa bordure méridionale car elle est tapissée par un sédiment beaucoup plus calcaire dont une part importante (sinon dominante) est d'origine pélagique. Rappelons qu'au pied du banc de « l'Emile Baudot » se dépose actuellement une ***boue à Globigérines.*** Ce faciès pélagique se différencie nettement du faciès détritique de la marge continentale algérienne. Nous venons de voir que le passage de l'un à l'autre se faisait probablement suivant une zone subaxiale du bassin.

Ainsi, du fait du rôle important que joue la marge algérienne, il apparaît, par rapport au centre du bassin, une dissymétrie dans la sédimentation qui se caractérise par une polarité des dépôts : faciès détritiques au Sud, faciès pélagiques au Nord.

Source : MNHN, Paris

Rappelons qu'au moins pour le Quaternaire récent, cette sédimentation se caractérise aussi par des « *séquences climatiques* », avec modifications des associations de Foraminifères, changement dans l'importance relative des constituants majeurs des sédiments et variation de la nature des produits de la diagenèse précoce.

C. ZONATION DES CAROTTES, CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES ET TAUX DE SÉDIMENTATION DANS LE BASSIN ALGÉRO-BALÉARES

Au cours des deux derniers chapitres précédents et tout au long du Chapitre V que nous allons conclure par ce dernier paragraphe, la nature, la répartition, l'origine et les conditions de formation des sédiments ont été évoquées. Si, au fur et à mesure, nous avons été amenés à utiliser de plus en plus souvent des termes comme : épisode, Holocène, Tardiglaciaire, etc., c'est que le besoin de placer notre étude dans sa dimension géologique : le temps, s'est progressivement fait sentir. Tout naturellement, nous faisions alors une comparaison implicite entre les repères que nous venions de reconnaître (les fluctuations de la microfaune) et les échelles stratigraphiques du Quaternaire récent actuellement utilisées. Comme tous les auteurs qui ont tenté une corrélation, nous avons, dès l'abord éprouvé des difficultés pour plusieurs raisons.

En premier lieu, nous ne disposions pas d'âges absolus suffisants. Des datations par le ^{14}C. sont en cours, à titre d'essai, sur la carotte C. T. 3 un premier résultat a donné 31 300 ans environ pour la base de cette carotte. Mais chacun sait que cela ne peut suffire et que pour arriver à une relative certitude, il faut réaliser plusieurs datations pour chaque carotte. Le temps que demande l'exécution de telles analyses isotopiques et les moyens nécessaires ne nous ont pas permis d'en faire état dans le présent mémoire. Aussi, aurions-nous dû passer sous silence toute corrélation stratigraphique si l'existence de travaux antérieurs ne permettait des comparaisons.

En second lieu, les premières échelles stratigraphiques du Quaternaire récent ont été établies à partir de dépôts glaciaires ou interglaciaires continentaux (ex : PENK & BRUCKNER pour les Alpes), il est donc normal de s'y référer. Or, la stratigraphie des dépôts marins du Quaternaire récent établie notamment à partir de variations des thanatocénoses de Foraminifères n'a pas de repères communs avec celle des dépôts continentaux. Même les âges absolus déterminés par le carbone 14 ne sont sans doute pas rigoureusement équivalents, car dans le cas des dépôts marins, le carbone est extrait du test calcaire des Foraminifères alors que pour les dépôts continentaux, le carbone provient généralement de matières organiques. En outre, nous avons vu que les phénomènes qui président à la formation des dépôts n'ont rien de comparable et ne sont pas véritablement synchrones. Il n'y a pas de relation directe évidente entre englacements (glaciation) et fluctuations de la microfaune.

Cependant, les auteurs utilisent couramment pour l'établissement de leurs échelles stratigraphiques des carottes, une terminologie propre aux formations et à la morphologie continentale : Postglaciaire, Glaciaire, Würm I, etc. Etant entendu qu'une zone « *froide* » des carottes n'est pas un dépôt glaciaire au sens strict et n'a pas été formée uniquement pendant la phase glaciaire, nous avons adopté une terminologie de ce type en l'adaptant légèrement. En outre, s'il est probablement vain de vouloir faire coïncider les limites, il existe toutefois une certaine relation entre la zonation des carottes (Foraminifères et paléotempératures) et les dépôts continentaux comme l'a montré EMILIANI (1967).

En confrontant nos analyses avec celles de R. TODD (1958) pour le bassin algéro-baléares et de F. L. PARKER (1958) pour le bassin oriental, nous avons acquis la conviction que malgré des fluctuations d'ordre régional, les résultats étaient corrélables car les repères choisis sont à quelques nuances près identiques. Le premier essai de corrélation est illustré par le diagramme de la planche XI. Les datations effectuées par ERIKSSON (1965) sur la carotte 210 montrent que, selon toute probabilité, la

Source : MNHN, Paris

TABLEAU 51

Essai de corrélation stratigraphique du Quaternaire récent marin en Méditerranée occidentale.

BIOSTRATIGRAPHIE DES CAROTTES (interprétation "climatique")	RELATIONS OCEAN-MER MEDITERRANEE	ASPECTS DE LA SEDIMENTATION		ECHELLES STRATIGRAPHIQUES LOCALES			LA MER ET LE PLATEAU CONTINENTAL ALGERIEN		AGES ABSOLUS EN ANNEES (B.P.)	PERIODES	
		Diagenèse	Phases minérales dominantes	proposée par l'auteur	Selon Eriksson-1965	Selon F.L. Parker-1958				INTERGLACIAIRE	HOLOCENE
Zone "chaude" ≃ actuel	Inversions des courants à Gibraltar, établissement du courant atlantique	Oxydante (except. Kabylie)	argileuse ou calcaire	Postglaciaire	Post-glacial	Post-glacial	Immersion	Envasement Sables et graviers calcaires et "sables fauves" néritiques	−10 000 −11 000		
Zone "tempérée"		Réductrice	calcaire	Tardiglaciaire	Late Würm	Phase of the last-glaciation (Würm II, III)	Transgression flandrienne		−17 000		
Zone "froide"	Brèves inversions des courants ?		siliceuse			Stage 2-4 of Emiliani (1955)	Emersion Régression	Edifications des dunes récentes	−20 000 −30 000		
Zone "tempérée-chaude"		Oxydante	calcaire	Glaciaire moyen (alternance de périodes fraiches et plus chaudes)	Middle Würm	Interstadial of the last-glaciation	Elévation niveau O ?		−35 000?		
Zone "tempérée"		Tendances réductrices	et				Oscillations ?	Rubéfaction des anciennes ?			
Zone "tempérée-chaude"	Brèves inversions des courants ?	Oxydante	argileuse			Stage 5 of Emiliani - 1955	Elévation niveau O ?		−50 000?		
Zone "froide"		Réductrice	siliceuse	Glaciaire inférieur		First phase of the last-glaciation		Edification des dunes anciennes			
Zone "tempérée-froide"											

Source : MNHN, Paris

dernière principale modification dans la composition des thanacénoses à Foraminifères planctoniques marquée par l'apparition d'espèces « chaudes » (en provenance de l'Atlantique ?) se situe vers — 10.000, — 11.000 ans (B.P.) ou est très légèrement postérieure. La limite inférieure des dépôts marins actuels et très récents à faune « chaude » est ainsi datée approximativement. Nous avons appelé ce dernier épisode du Quaternaire récent : le **Postglaciaire**. Ces sédiments recouvrent une zone de boues à microfaune tempérée puis subarctique traversée dans sa quasi-totalité par la carotte 210. La base de cette dernière a donné un âge de l'ordre de 30 000 ans (B. P.) comparable à l'âge de la base de C.T. 3 (voir ci-dessus). Aucune autre de nos carottes effectuées dans le bassin algéro-baléares n'atteint la limite inférieure de cette zone. Mais il est très probable, par contre, que dans la carotte C. 1. Géomed. 1 (bassin provençal) figure non seulement cette limite mais aussi une autre « *séquence climatique* » sous-jacente représentée partiellement dans C. 209 et plus complètement dans C. 019.

Eriksson (1965) a distingué deux niveaux dans la zone « *froide* » de la dernière « *séquence climatique* » que nous avons appelée **Tardiglaciaire** : le « *Middle Würm* » qui correspond à une thanatocénose riche en individus d'espèces « **froides** » et le « *Late Würm* » dans lequel l'évolution des Foraminifères laisse supposer un réchauffement progressif des eaux.

L'épisode **Tardiglaciaire** correspond à la « *Phase of the Last Glaciation* » de F.L. Parker (1958). De même, la séquence climatique antérieure qui apparaît dans C. 1. Géomed. 1 et qui comprend des stades de déglaciation relative du Würm semble équivaloir *a priori* à l'« *Interstadial of the Last Glaciation* » du même auteur. La limite **Tardiglaciaire-Glaciaire** moyen se situerait entre — 30 000 ans (base de la carotte 210) et — 40 000 ans (estimation de Parker et Suess). Cet épisode de déglaciation relative est corrélable, en première analyse, avec le stade 3 défini par la courbe des paléotempératures d'Emiliani (1966), lequel selon l'auteur aurait pour équivalent continental les dépôts du **Worozofian** en Alaska (1967). Toujours d'après ce même auteur, le toit des dépôts du **Glaciaire moyen** serait d'un âge plus proche de — 30 000 que de — 40 000 ans, tandis que sa limite inférieure qui marque aussi la fin du **Glaciaire** ou première phase de la dernière glaciation : le **Würm**, se situerait vers — 50 000 ans.

Afin de préciser davantage cette stratigraphie des dépôts quaternaires récents, nous avons tenté un second essai de corrélation sous la forme du tableau 51 qui résume et compare la zonation des carottes avec quelques échelles stratigraphiques, la dynamique des eaux à Gibraltar, les aspects de la sédimentation et les oscillations du niveau de la mer. Rappelons qu'il y a relation entre d'une part la **biostratigraphie** et d'autre part, les **zonations géochimiques** et **lithologiques** mais avec des décalages plus ou moins importants. Un phénomène du même ordre a déjà été mis en évidence dans le golfe de Fréjus où G. Bellaiche, C. Vergnaud-Grazzini et L. Glangeaud (1969) ont constaté « *un déphasage entre les variations de température moyenne des eaux marines et la modification de la sédimentation* » (*op. cit.*, p. 2769).

Il apparaît dans le tableau 51 que le début de la transgression **flandrienne** (— 17 000 env., selon Eriksson, — 20 000 env., selon Emery, 1967) ne s'accompagne d'aucune manifestation remarquable dans les sédiments. Toutefois, il est vraisemblable que la fin de la phase principale de remontée des eaux soit voisine de — 10 000, — 11 000 ans car dans la carotte C. 4 Géomed. I, la diminution en fréquence et en épaisseur moyenne des passées sablonneuses se situe vers la même époque.

Dans les dépôts marins profonds, le seul événement parfaitement repérable qui marque la fin de l'ensemble des conditions géonomiques ayant donné naissance à la dernière glaciation (Würm) est la **réapparition des Foraminifères planctoniques d'eaux chaudes en Méditerranée**. Cet événement est contemporain ou légèrement postérieur au changement de sens d'enroulement de *Globigerina pachyderma* dans les sédiments de l'Atlantique qui s'accompagne d'ailleurs d'un retour des faunes d'eaux tempérées ou chaudes suivant la latitude. Cet événement (— 10 000 ans, — 11 000 ans environ) ne correspond sans doute pas à la fin de l'englacement, c'est-à-dire, à la fin de la dernière pulsation importante du Würm probablement très nettement antérieure.

Le passage du **Tardiglaciaire** au **Postglaciaire** précédemment défini correspond à la limite **Pléistocène - Holocène** étudiée par R. B. Morrison (1969) et adoptée par le 8e Congrès de l'INQUA. C'est aussi l'équivalent du passage **Würm - Flandrien** décrit par É. Olausson (1969 a). Bien que ce dernier auteur recommande l'utilisation du terme **Flandrien**, nous avons conservé **Holocène** (titre de l'ouvrage) parce que cette appellation nous a semblé à la fois plus neutre et plus générale tout en s'opposant logiquement à **Pléistocène**.

Cette étude critique de la stratigraphie des dépôts du **Quaternaire récent** dans le bassin algéro-baléares et plus particulièrement de sa bordure méridionale, basée pour l'essentiel sur une compa-

Source : MNHN, Paris

raison avec les travaux antérieurs, nous a permis, en première hypothèse, de dater les repères de notre biostratigraphie mis en évidence dans le Chapitre IV. Une telle démarche a évidemment pour corollaire la détermination des taux de sédimentation.

Dans le tableau 52, on trouve des valeurs qui risquent d'être entachées d'erreurs d'abord parce que la durée des épisodes par rapport auxquels elles ont été calculées est, pour partie, hypothétique et ensuite parce qu'il arrive que le carottage détruise une certaine épaisseur de dépôts très récents (couche superficielle). Cependant les chiffres obtenus sont du même ordre de grandeur que ceux calculés par F.L. PARKER (1958) et ERIKSSON (1967). Sur la pente continentale algérienne, les taux moyens de sédimentation pendant le Postglaciaire sont de l'ordre de 10 à 20 centimètres par mil-

TABLEAU 52

Taux de sédimentation en cm/1 000 ans dans le bassin algéro-baléares pendant les trois derniers épisodes du Quaternaire récent.
Pour la localisation des carottages, voir la figure 97.

Carottes	Postglaciaire (10 000 ans environ)	Tardiglaciaire (≃ 25 000 ans environ)	Glaciaire Moyen (≃ 15 000 ans)
C.209	17	20	> 20
C.019	10 à 12	16	7
C.210	13 à 30	25	–
C. 07	80	–	–
C. 04	70	–	–
C. 06	100	–	–
C. 08	100	–	–
C. 1 Géomed. 1	3 à 6	5 à 8	≃ 10
C. 4 Géomed. 1	40	–	–
CT. 9	12	–	–
CT. 8	17	–	–
CT. 7	18	–	–
CT. 3	2 à 6	10	–
CT. 2	> 26	–	–

lénaire. Dans la plaine abyssale, au droit du massif de Collo (C.T. 9), il est voisin de 12 cm/1 000 ans. Au large d'Alger et au débouché du canyon de Courbet-Marine, **on trouve un taux de sédimentation maximum ; de 40 à 100 cm/1 000 ans.** Remarquons à cet égard l'importance des épanchements turbides qui sont à l'origine parfois de plus de 30 % des sédiments profonds.

Dans le Centre ouest de la plaine abyssale (carotte 210), le taux de sédimentation calculé d'après l'étude d'ERIKSSON (1965) est compris entre 13 et 30 cm pour le Postglaciaire et doit être voisin de 25 cm pour le Tardiglaciaire. Des vitesses de sédimentation du même ordre sont probables au Sud des îles Baléares (Minorque), carottes 209 et 019. Par contre, le taux de sédimentation est notablement plus faible dans le petit bassin des îles Baléares où, d'après la carotte C.T. 3, on obtient **2 à 6 cm pour le Postglaciaire** mais plus de 10 pour l'épisode sous-jacent.

Des valeurs aussi faibles caractérisent, en première analyse, la carotte C. 1. Géomed. 1 : **3 à 6 cm pour le Postglaciaire, 5 à 8 cm pour le Tardiglaciaire et environ 10 cm/1 000 ans pour le Glaciaire moyen du Würm.** Selon toute vraisemblance, ces faibles vitesses d'accumulation de sédiments sont à mettre en relation avec le site particulier où a été effectué le carottage : au sommet d'un dôme. En effet, aucune passée sablonneuse (*turbidites*) n'a été observée alors qu'on en trouve dans les carottes prélevées au voisinage immédiat : 018 de PETTERSON (cf. OLAUSSON, 1961) et C. 16 de J. BOURCART (1964).

Au premier abord, il semble que le taux de sédimentation sur la pente continentale et dans la plaine abyssale ait été légèrement plus élevé pendant le Tardiglaciaire que durant le Postglaciaire.

Source : MNHN, Paris

Indépendamment du fait que la durée du Tardiglaciaire soit estimée très approximativement, il faudrait faire la part de la vitesse de sédimentation continue et de la vitesse de sédimentation spasmodique. Or, à première vue, le taux de sédimentation relatif au premier mode de dépôt semble nettement plus élevé pendant le Postglaciaire.

Quoiqu'il en soit, il est certain que la valeur de ces taux de sédimentation varie suivant les régions sous-marines et les conditions de sédimentation qui leur sont particulières. A cet égard, la vitesse de dépôt des sédiments durant le Postglaciaire, dans le bassin algéro-baléares et notamment au pied de la pente continentale algérienne est nettement plus élevé que dans la plaine abyssale du bassin provençal. Ce point de vue est basé sur les travaux exposés précédemment et sur l'étude de Labeyrie et *al.* (1968) qui ont montré que le taux moyen de sédimentation dans la plaine abyssale provençale, pendant la même période, est de l'ordre de 10 cm/1 000 ans.

Sur le plateau continental, le taux de sédimentation de la fraction détritique terrigène des boues est, comme nous l'avons vu précédemment, maximum au niveau des vasières et minimum ou nul sur les sables et graviers du large et sur la bordure littorale. Il est difficile, sans mesures directes précises, de se faire une idée de la rapidité de la sédimentation au niveau des vasières, d'autant qu'il y a expansion de ces dernières.

Cependant les travaux de sismique réflexion de P. Muraour (1956), montrent, qu'en baie d'Alger, l'épaisseur des sédiments non consolidés est de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres (12 à 34 m). Ce remplissage est très probablement holocène et constituerait la vasière de la baie d'Alger. Des épaisseurs de boues du même ordre de grandeur sont prévisibles au centre ou en certains points d'autres vasières comme celle de la baie de Bône, du golfe d'Arzew, de la baie de Castiglione. Le taux de sédimentation des boues dans les vasières serait donc localement égal ou supérieur à celui des dépôts du pied de la pente continentale, mais sans commune mesure avec la vitesse d'accumulation des sédiments calcaires, de beaucoup plus faible.

Cette constatation nous amène à considérer la sédimentation générale en termes de rapports entre la vitesse d'accumulation du calcaire authigène et le taux de sédimentation des matériaux terrigènes, c'est-à-dire d'un point de vue relativiste. Un sédiment riche en calcaire organogène d'origine benthique ou pélagique n'est pas nécessairement le résultat d'une accumulation rapide et importante de coquilles, de thalles, de tests; il peut être la conséquence d'une très faible sédimentation terrigène fine, aussi bien sur le plateau continental que par grands fonds. Dans le même ordre d'idée, il est prévisible qu'au niveau des vasières ou même de la pente continentale, il y ait dilution des produits de la sédimentation calcaire, ce qui peut être, en partie, à l'origine des faibles teneurs des boues des vasières en Foraminifères notamment et en Coccolithes. Cette dilution du calcaire par les produits terrigènes fins concourt tout autant que les modifications du biotope à faire varier considérablement la concentration des tests d'organismes planctoniques par unité de volume du sédiment.

C'est sans doute à cet aspect physique de la sédimentation terrigène, et à ses effets biologiques, que l'on doit une anomalie, fait d'observation courante, qui est la forte augmentation de la fréquence des Foraminifères planctoniques au large des vasières dans certaines zones proches du rebord continental (cf. sous-chapitre B, § II 1).

Source : MNHN, Paris

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

LA SÉDIMENTATION HOLOCÈNE SUR LA BORDURE MÉRIDIONALE DU BASSIN ALGÉRO-BALÉARES.

Au moment où des moyens d'observation et d'analyse nouveaux et puissants (Astronautique, méthodes géophysiques, forages des fonds océaniques) vont donner une nouvelle impulsion à la Géologie, au moment où des théories aussi hardies que celle de l'expansion des fonds océaniques reçoivent un commencement de confirmation, la Sédimentologie semble ne jouer qu'un rôle très effacé sinon bien modeste dans le développement de nos connaissances. On a même parfois tendance au premier abord, à ne voir dans cette discipline que l'application de méthodes ou de recettes granulométriques. L'image de marque qu'on prête alors un sédimentologue devient le tamisage et l'art de faire parler les courbes granulométriques.

Cependant, l'étude des sédiments, matériaux qui ne sont pas encore des roches au sens strict, est une discipline de la Géologie au même titre que la Pétrographie. Elle est notamment la sœur de la Pétrographie sédimentaire. Discipline charnière, elle fait appel à des connaissances multiples et variées et tout particulièrement aux données de l'Océanographie.

Au cours de cette étude sommaire des sédiments récents de la bordure algérienne du bassin algéro-baléares, sont abordés des problèmes de Géologie générale : la nature des sédiments, leur répartition, les conditions de sédimentation. Au terme de ce mémoire, nous en résumerons l'essentiel. Nous comparerons ensuite, à grands traits, la sédimentation actuelle et récente dans ce bassin à celle des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie telle qu'on la connaît aujourd'hui. Enfin, seront évoqués quelques problèmes que posent à l'Homme cette sédimentation et son évolution.

1 — LA NATURE DES SÉDIMENTS.

Les **sédiments arénitiques à quartz** dominant, les graviers, les sables et sablons siliceux sont le résultat d'un mélange entre des dépôts de régressions antérieures, consolidés ou non (dunes), repris par la mer, et les alluvions récentes apportées par les oueds et vannées par les courants de houle.

Dans un système sablonneux littoral bien développé avec avant-plage, plages, dunes, les matériaux façonnés successivement et à plusieurs reprises par la mer et le vent forment la plus grande masse de sables des plages actuelles.

A quelques rares exceptions près, le quartz en grains est toujonrs le constituant principal. Viennent ensuite, les débris calcaires d'origine diverse (coquilles, Algues, Foraminifères calcifiés) et les débris de roches qui ont résisté aux intenses remaniements à l'origine de ces sables. Les minéraux accessoires des roches représentent rarement plus de 5 % d'un échantillon total de sable et sablon siliceux. Les teneurs sont de toute façon très variables et il n'est pas possible de leur prêter une signification particulière. Par contre certaines espèces ou groupes d'espèces minérales sont significatifs.

Source : MNHN, Paris

On a pu distinguer :

— **un fond minéralogique commun** à tous les sables des plages algériennes provenant vraisemblablement du démantèlement des **séries détritiques crétacées et paléogènes;**

— **des provenances minéralogiques** et des **associations locales** en relation avec la **structure géologique actuelle** du littoral déterminée par le diastrophisme plio-quaternaire.

Comme les teneurs en minéraux accessoires des roches (essentiellement : minéraux lourds), les **caractéristiques granulométriques** des sables de plage sont extrêmement variables, à la fois dans le temps et dans l'espace. Toutefois, les masses sableuses des dunes récentes présentent des caractères **communs (Mode)** en relation avec la dernière reprise éolienne préflandrienne ou flandrienne dont elles ont été l'objet.

Par ailleurs, il s'est avéré que l'état de surface des minéraux des sables était beaucoup plus éphémère qu'on ne le pense habituellement. Chaque mode de remaniement (éolien, marin) imprime rapidement son empreinte à la surface des grains de sables. Ce fait implique une **perte rapide de substance** pour chaque particule donc une **forte altération des formes** au niveau des bordures littorales.

La plupart des sables du littoral algérois sont pour l'essentiel un sédiment résiduel formé par la mer et façonné par le vent au cours des Temps quaternaires.

Les sédiments arénitiques calcaires ou sables et graviers calcaires sont tous organogènes et composés principalement d'Algues calcaires et de Bryozoaires. Une partie de ces sédiments est actuellement construite par les biocénoses implantées à proximité ou sur des hauts-fonds, des « platiers », et des plateaux rocheux. Une autre partie de ces faciès calcaires organogènes, localisée surtout près du rebord continental (80 à 120 m), est plus ancienne. Ce sont les « *sables fauves* » des « *bancs calcaires* » du large notamment, constitués par des thanatocénoses de même nature que les biocénoses actuelles mais dont la mise en place s'est effectuée, selon toute probabilité, au début de l'Holocène. Ces **faciès anciens** sont l'équivalent des sables roux du plateau provençal, des « sables fauves » du plateau de l'Atlantique et des « *relict sediments* » de la Californie et de la Nouvelle-Angleterre.

Les sédiments pélitiques (boues et vases) recouvrent la plus grande superficie du plateau continental. Les vases, telles que nous les avons définies, sont généralement des sédiments de transition entre des faciès principaux, la bordure littorale sablonneuse et les vasières. Elles résultent essentiellement, sur le plateau continental, d'un envasement progressif des sédiments arénitiques. La partie centrale des vasières, voire même la quasi-totalité, est constituée par un sédiment argileux très fin (boue) souvent même plus fin que les boues du rebord et de la pente continentale.

Il est vrai, qu'après décalcification, on ne saurait différencier à première vue, un sédiment de vasière d'une boue de la plaine abyssale car, la nature des argiles et des sablons qui les composent est identique.

Le calcaire des sédiments pélitiques très fins (boues) est pour une bonne part, sous forme microgranulaire et d'origine bypotbétique, aussi bien dans les vasières qu'au large. Coccolithes et Foraminifères sont rares dans les boues des vasières mais, par contre, les Coccolithes notamment, peuvent être relativement abondants au niveau du rebord continental et dans la plaine abyssale. Un certain nombre d'entre eux sont anciens et remaniés.

Les boues des vasières, de la pente continentale et des abords de la plaine abyssale adjacente sont, comme les sables et les sablons siliceux, des sédiments essentiellement détritiques terrigènes dans lesquels les argiles constituent la pbase minérale généralement dominante. Les sablons quartzomicacés dans lesquels on retrouve de nombreux fragments des minéraux accessoires des roches (ou de petits minéraux entiers) sont concentrés dans les passées sablonneuses de la plaine abyssale. Ces lits sablonneux montrent une texture caractéristique de leur mode de dépôt.

Les boues calcaires du type des boues blanches biogènes de l'Atlantique (plus de 80 % de $Ca\,CO^3$) sont inconnues dans le bassin algéro-baléares. Même au niveau de sa bordure septentrionale où on a observé la plus forte sédimentation calcaire organogène, les sédiments contiennent au moins 30 % de matériaux détritiques terrigènes.

On considère généralement avec KUENEN, DEBTSER... que la sédimentation en mer se caractérise par son homogénéité. A première vue, il en est bien ainsi dans le bassin algéro-baléares et notamment sur sa bordure méridionale. En effet, tous les sédiments pélitiques sont formés par les trois phases

Source : MNHN, Paris

majeures : les argiles, le calcaire et les sablons siliceux. De plus, la composition des argiles est pratiquement constante et la matière organique subit une incontestable homogénéisation. Cependant, la mosaïque de sédiments qui recouvre le plateau continental avec les faciès principaux et de véritables passages latéraux, les boues à dominante organogène (calcaréo-argileuses) du versant espagnol (îles Baléares), témoignent d'une certaine diversité dans la sédimentation récente et actuelle. La stratification des dépôts profonds du Quaternaire récent, eu est un autre aspect. Par ailleurs, les boues rouges et les boues blanches de l'Atlantique sont nettement différentes des boues argilo-siliceuses ou calcaréo-argileuses du bassin algéro-baléares. La diagenèse liée aux conditions de sédimentation introduit des différences dans un sédiment qui peut être par ailleurs homogène, ex : boues jaunes, boues bleues.

En fait, le fond de la mer hérite d'un matériel détritique qui, du point de vue granulométrique et minéralogique est incontestablement homogénéisé. Toutefois, par l'apport ou non de calcaire (d'origine chimique ou organique), par différentes manifestations d'une diagenèse précoce, les sédiments du fond des mers se différencient nettement. L'homogénéité de la sédimentation marine est donc toute relative. Elle n'est évidente que par rapport à la diversité des roches mères et, dans une certaine mesure, de la sédimentation continentale. Elle n'est qu'apparente d'un sédiment marin à un autre car les conditions de sédimentation sont variables dans le temps et dans l'espace. De telles variations entraînent des fluctuations dans la composition des dépôts, parfois discrètes mais non moins certaines.

Au cours de cette étude sédimentologique, des analogies entre sédiments (notamment sédiments pélitiques) et sols n'ont pas manqué d'attirer notre attention. Diversifications locales, existence d'une pellicule biogène siège d'une intense activité microbienne, zonation géochimique etc., sont indubitablement des caractères communs. Les sables et graviers ou les vases sur lesquels sont implantés les herbiers littoraux jouent le rôle d'un sol. Mais y a-t-il une totale similitude entre boues, vases et sols ? A notre avis, la place qu'ils occupent respectivement dans le cycle de la pétrogenèse les différencient nettement. Les sols sont avant tout le résultat et en même temps le siège éphémère de la dégradation des roches. En règle générale, leur destin est d'être lessivés et transportés tout ou partie, sous forme d'alluvions, dans les bassins de sédimentation. Les sédiments sont, par contre, le résultat d'une accumulation, d'une « agradation » de matériaux (provenant partiellement des sols) suffisamment stable et importante pour donner par la suite de puissantes séries de roches sédimentaires (ou métamorphiques). Le sol succède aux roches, le sédiment précède leur formation. Il n'y aurait donc pas similitude entre eux mais seulement convergence.

2 — LA RÉPARTITION DES SÉDIMENTS.

Bien que la répartition des différents sédiments sur le plateau continental soit extrêmement variée, nous avons vu qu'il était possible de discerner un schéma de distribution avec quatre faciès principaux se succédant (en surface) de la côte vers le large : les sables et sablons siliceux de la frange littorale — les boues à illite et quartz des vasières ou des bandes de vases intermédiaires — les sables et graviers calcaires anciens du large (*sables fauves*) — et les boues à Foraminifères du rebord. Cette répartition est commune à de nombreux plateaux continentaux. Une telle ubiquité est évidemment en rapport avec l'universalité du plateau. On peut dire que ce schéma général actuel de la distribution des sédiments est le résultat de la conjonction de deux phénomènes : l'existence du plateau continental et la dernière élévation généralisée du niveau des mers (transgression flandrienne). Ce dernier phénomène, après avoir nivelé dans une certaine mesure les dépôts antérieurs, est à l'origine des équilibres dynamiques qui régissent actuellement la répartition des sédiments sur le plateau.

L'arrivée de la mer à son niveau actuel a rétabli une agitation permanente et on ne peut plus ubiquiste qui, par les courants de houle littoraux, ventile les alluvions, lessive la bordure littorale sablonneuse et, par les courants de houles profonds, vanne les « bancs de sables calcaires anciens » du large et repousse les boues vers la côte. La largeur du plateau continental, sa pente, les courants de houles et les courants généraux, la nature et la quantité des apports terrigènes sont autant de

Source : MNHN, Paris

facteurs dont dépendent la forme et l'extension des vasières, les modifications locales du schéma général.

Ces mêmes facteurs sont aussi, mais indirectement, à la base de la modification des biocénoses calcaires. De l'envasement dépend en effet la localisation et l'extension des aires à faciès calcaire comme la superficie recouverte actuellement par les sables et graviers calcaires. A cet égard, la sédimentation calcaire sur le plateau continental est sous le contrôle de la sédimentation détritique.

Devant le fait que le processus d'envasement déclanché dès le début des Temps postglaciaires s'est poursuivi au cours des Temps historiques jusqu'à aujourd'hui en s'accélérant semble-t-il, on ne peut parler, en toute logique, d'équilibres, mêmes dynamiques, puisqu'il s'agit alors d'une évolution continue de la sédimentation sur le plateau continental.

Dans une certaine mesure, le plateau comme la pente continentale sont, à la fois, des lieux d'accumulation et de transit des matériaux. La totalité des alluvions amenées à la mer par les oueds ne se dépose pas sur le plateau. Une certaine quantité, difficile à estimer, est entraînée au-dessus des grands fonds soit par flottation ou suspension, soit par écoulement lourd, et contribue vraisemblablement à la formation de la « Neige éternelle » de RUTH CARSON et des « nepheloïd layers » (M. EWING and E. M. THORNDIKE, 1965). En outre, une partie des sédiments du plateau continental est refoulée par les courants de houle (lorsque le site et les circonstances sont favorables) dans les têtes de canyons et s'écoule directement (ou non) vers les grands fonds. Enfin, un certain volume de dépôts sur le rebord ou la pente continentale est déplacé et entraîné de temps à autre, vers la plaine abyssale en de véritables nappes d'épanchement turbide dont l'origine est diverse (rupture d'équilibre de masses de matériaux provoquée ou non par des tremblements de terre, injections turbides par écoulements lourds au cours de grandes crues etc...).

On distingue ainsi dans les grands fonds (plaine abyssale) deux sortes de dépôts mis en place par deux modes de sédimentation :

1) les dépôts typiques ou pélagiques au sens strict (détritiques ou organogènes) qui dépendent de la ***sédimentation continue*** contrôlée par la dynamique des masses d'eaux marines;

2) les dépôts atypiques ou turbidites (passées sablonneuses) interstratifiées dans les sédiments pélagiques qui dépendent de la ***sédimentation spasmodique***.

Les canyons sous-marins sont sans doute le siège d'épanchements turbides fréquents soit qu'ils les canalisent, soit que leurs versants à forte pente les engendrent. Le débouché de chaque canyon dans la plaine abyssale doit s'apparenter à des cônes de déjection de type torrentiel actuel. Et c'est ainsi que ces anciennes vallées ennoyées continuent à assurer un rôle comparable à celui qui était sans doute le leur au Pontien ou au début du Quaternaire, lorsqu'elles n'étaient pas encore submergées.

Le rôle de la sédimentation spasmodique apparaît considérable quand on sait que le taux de sédimentation général au large d'Alger atteignant 0,5 à 1 m/millénaire est dû, pour moitié environ, aux turbidites. Ce mode de sédimentation perturbe en outre les équilibres physico-chimiques de la pellicule superficielle des sédiments pélagiques. Il est à l'origine, enfin, d'importants remaniements et disperse au sein de thanatocénoses de microfaunes récentes ou actuelles des formes fossiles beaucoup plus anciennes (ex. : Foraminifères crétacés ou néogènes) ou des formes atypiques parce que littorales.

Ce processus de sédimentation caractérise le pied des bordures et les fonds de bassins. La répartition des sédiments sur la pente continentale algérienne et dans la plaine abyssale n'a rien d'originale. Elle est aussi ubiquiste que celle du plateau continental. On sait en effet que la sédimentation sera minimum au niveau du rebord continental et maximum aux abords de la plaine abyssale. La sédimentation spasmodique est aussi universelle que la sédimentation continue mais plus localisée. On la rencontre partout où la pente continentale est suffisamment forte et notamment lorsque le plateau continental est étroit. La sédimentation spasmodique dépend d'un ensemble de phénomènes liés aux bordures continentales abruptes.

Ce trait morphologique et structural influe aussi sur la sédimentation continue puisque, à l'intérieur même du bassin algéro-baléares, les sédiments sont essentiellement terrigènes sur le versant méridional et plutôt biogènes sur le versant septentrional (bordure des îles Baléares). Il s'ensuit une dissymétrie dans la sédimentation du bassin suivant une ligne axiale, au voisinage du 38e parallèle, limite probable de l'extension des turbidites algériennes.

Source : MNHN, Paris

L'évolution, au cours du Quaternaire récent et notamment pendant le Tardiglaciaire et le Postglaciaire, de l'importance relative et de la nature des deux modes principaux de sédimentation, évolution en relation avec les variations climatiques et les oscillations du niveau de la mer, a eu pour conséquence une différenciation stratigraphique des dépôts récents.

Les changements discrets et progressifs de la sédimentation continue sont même à l'origine de microséquences lithologiques qui n'apparaissent que dans des sites particuliers (au sommet d'un dôme dans la plaine abyssale) échappant aux effets de la sédimentation spasmodique.

En définitive, la plupart des facteurs qui règlent la sédimentation marine sont universels. Leur action aboutirait à une répartition des sédiments identique partout si n'intervenait l'influence de la morphologie dont la diversité détermine les modalités d'application de ces facteurs.

3 — LA SÉDIMENTATION ACTUELLE ET L'EXPLOITATION DE LA MER.

Depuis plusieurs millénaires, peuplades et civilisations diverses se sont disputées la possession des rivages méditerranéens. Ces derniers, comme pratiquement tous les rivages, sont parfaitement instables. La position actuelle du niveau 0 est tout à fait provisoire à l'échelle des Temps quaternaires et même historiques comme en témoigne la submersion des anciens ports romains de Tipaza, de Ténès, des ruines des Ondines (Alger) ou au contraire l'émersion des colonnes du temple de Pouzzoles (Italie) etc...

Cette instabilité du littoral, perceptible au fil des millénaires, n'a pas empêché l'Homme d'y implanter de tout temps des aménagements et notamment des ports. Les implantations portuaires, de dimensions variables, plus ou moins bien conçues, ont été effectuées chaque fois que possible dans des sites offrant un abri naturel. Le but à atteindre a toujours été de délimiter un plan d'eau calme, protégé des boules du large et des vents dominants. Nombre de baies et golfes du plateau continental algérien sont propices, à cet égard. Mais comme nous l'avons vu précédemment, le fond des enclaves marines du précontinent algérien est aussi le siège naturel d'une sédimentation pélitique très fine et se trouve occupé, dans la plupart des cas, par une vasière.

Même si, à l'échelle humaine, on peut admettre que ces vasières soient en équilibre pour un temps donné, l'implantation d'un ouvrage artificiel, en modifiant la morphologie du site, perturbe *ipso facto* les composantes de cet équilibre. Comme la nécessité ou l'habitude veulent qu'un port soit une enceinte la plus fermée possible, il ne peut y avoir circulation des eaux. Lorsque le port s'ouvre en bordure de la vasière ou *a fortiori* dans celle-ci, l'enceinte artificielle devient une véritable trappe à boue, permettant même à la vasière de recouvrir la bordure littorale sablonneuse et de remonter jusqu'à la plage. Le port s'envase.

Ce n'est pas nécessairement parce que des ports comme ceux de Bône, de Bougie ont été construits à proximité du débouché de deux grands oueds qu'ils s'envasent. C'est plutôt parce que, s'ouvrant sur une vasière, ces enceintes ne peuvent être totalement isolées des forces qui contrôlent la distribution des sédiments (courant de houle notamment). Alors qu'en zone ouverte, il n'y aurait le plus souvent qu'un transit de sédiment répondant à des modifications locales et naturelles de l'équilibre, dans le port, l'accumulation est inévitable.

Il en va de même dans les ports abris qui s'ouvrent sur une bordure littorale sablonneuse. Toutefois, le sable étant beaucoup plus mobile que la vase, les phénomènes sont plus spectaculaires et on a pu assister ainsi à l'ensablement complet d'un port de pêche en une année (Courbet-Marine, cf. L. Leclaire & Finck, 1962).

Draguer ces sédiments ainsi accumulés et les rejeter quelques miles plus loin dans la vasière ou sur la bordure sablonneuse est, à l'échelle humaine, un travail de Pénélope. Si l'envasement généralisé et l'extension des vasières devaient se poursuivre, l'issue serait inéluctablement, à l'échelle des Temps historiques, un comblement partiel ou total.

Ajoutons encore que les conditions de sédimentation nouvelles qui apparaissent à proximité des ouvrages peuvent avoir des effets destructeurs d'une grande puissance. Une boule de tempête chargée de sédiments a détruit la jetée Mustapha, à bord vertical, du port d'Alger en 1939.

Bien d'autres problèmes se posent à l'intervention humaine dans le jeu des équilibres naturels

Source : MNHN, Paris

au niveau du littoral. Chacun sait, par exemple, que l'extraction intensive du sable d'une plage ne va pas, parfois, sans compromettre l'existence même de cette plage par réajustement du profil ou envasement, etc...

Dans un domaine plus bauturier, à la lumière de la rupture des câbles sous-marins en relation avec le séisme d'Orléansville, on évitera sans doute à l'avenir, dans la mesure du possible, de poser des câbles au voisinage immédiat d'une bordure abrupte et parallèlement à celle-ci. En l'occurrence, la position du câble Marseille-Oran (1939) qui n'a pas été rompu montre que si tous les câbles avaient été placés plus au Nord, voire même près de la bordure des Baléares, ils n'auraient subi aucun dommage. Bien qu'on ne connaisse pas avec certitude les phénomènes directement à l'origine des ruptures, il est vraisemblable qu'ils aient été en relation avec la mise en mouvement de grandes masses de sédiments ou de roches, manifestation extrême de la sédimentation spasmodique.

Parallèlement à l'aménagement du littoral, l'Homme cherche aussi à en exploiter plus ou moins rationnellement les ressources biologiques et minières. Si la pêche intensive de la période contemporaine peut être à l'origine de la raréfaction du poisson comme on le constate aujourd'hui, il est non moins évident qu'un envasement généralisé qui s'est accéléré au cours des Temps historiques modifie la nature et la répartition des biocénoses et, de ce fait, n'est pas sans avoir de répercussions sur la faune ichthyologique.

Le vannage incessant des sables de la bordure littorale par la mer, les concentrations locales de minéraux lourds sur certaines plages peuvent faire imaginer *a priori* que sur le plateau continental algérien reposent des placers de minéraux utiles, d'intérêt minier. L'expérience montre qu'il n'en est rien, au moins en surface. Selon toute vraisemblance, si de telles accumulations alluvionnaires ou marines ont existé pendant le Quaternaire sur le plateau continental émergé, elles furent balayées et dispersées par les transgressions successives ou ennoyées sous les vasières. Il est donc peu probable que le plateau continental algérien présente quelqu'intérêt à cet égard.

4 — SÉDIMENTATION, MORPHOLOGIE ET DIASTROPHISME.

A la fin de notre introduction géomorphologique (Chapitre II), nous nous promettions de déceler quelques relations entre la sédimentation et le diastrophisme au niveau de la marge continentale algérienne. Ce n'était pas prendre grands risques car de telles relations sont maintenant évidentes et n'appellent pas de commentaires particuliers.

Nous venons de voir que le schéma général de la distribution des sédiments sur le plateau continental était lié à la forme, la largeur et l'existence même de ce méplat qui brise la ligne de pente reliant les points hauts des massifs côtiers à la plaine abyssale qu'ils surplombent. De même, dans la plaine abyssale, la sédimentation spasmodique en particulier, toute la sédimentation en général est en relation avec le relief des bordures continentales (pentes, canyons...).

La morphologie actuelle de la marge continentale algérienne a pour origine, selon toute vraisemblance, les phases tectoniques plio-quaternaires caractérisées par la prédominance de mouvements verticaux positifs ou négatifs. Certains des phénomènes diastrophiques de bordure qui ont façonné les grands traits du précontinent algérien sont à l'origine de ce que J. Bourcart a appelé la flexuration ou *la flexure continentale*. D'autres, à effets plus localisés (ex. : subsidence des bassins sublittoraux) ont conditionné la formation de cuvettes, d'entablements, de plate-formes, de corniches, de bombements qui constituent ce que nous avons appelé, pour simplifier, le plateau continental algérien. Or, on a constaté que c'est précisément dans les cuvettes que se sont développées les vasières tandis que les faciès calcaires ont reconvert les plateaux et les bombements.

A la grande diversité de la morphologie du plateau continental correspond en définitive une répartition en mosaïque des sédiments.

En tout état de cause, il est étonnant que le relief du plateau continental soit, aujourd'hui encore, aussi varié. Il est surprenant que des dépressions comme le golfe d'Arzew, la baie d'Alger, le golfe de Philippeville n'aient pas été comblées davantage pendant le Quaternaire par la masse d'alluvions qui a dû s'y déverser. Par contre, d'anciennes banquettes quaternaires comme celle du massif de Collo, non seulement n'ont pas été définitivement colmatées, mais au contraire sont encore en voie

Source : MNHN, Paris

de déblaiement par la mer actuelle. Dans un cas, il semble donc y avoir accumulation de sédiments sans comblement, dans l'autre, érosion plutôt que sédimentation. Par ailleurs, si l'important taux de sédimentation actuel au large d'Alger s'est maintenu depuis un million d'années (ce qui est possible) les 500 à 1 000 mètres de sédiments déposés ne semblent pas avoir notablement empaté la morpbologie. Bien d'autres exemples de ce que nous considérons comme des anomalies pourraient être cités. On est tenté d'attribuer à ces anomalies la même signification que le prolongement des couches à Strombes en bordure de la plaine de la Macta et du golfe d'Arzew (R. Laffitte, 1942), l'effondrement du centre des plaines oranaises, le relèvement des seuils et des terrasses (J. Boulaine, A. Perrodon, 1957).

Il y aurait alors, en accord avec A. Perrodon, J. Bourcart et L. Glangeaud, un rajeunissement continu des reliefs, c'est-à-dire permanence du diastrophisme postpliocène. Dans cette bypotbèse, la sédimentation serait directement et continuellement influencée par le diastrophisme.

On a reconnu précédemment que la sédimentation détritique sur le versant algérien du bassin algéro-baléares était liée à la présence d'une bordure continentale abrupte. Précisons qu'elle dépend en fait d'une bordure jeune ou continuellement rajeunie par le diastrophisme quaternaire.

5 — LE BASSIN ALGÉRO-BALÉARES ET LES BASSINS NÉOGÈNES SUBLITTORAUX DE L'ALGÉRIE.

Depuis les travaux de Fahlquist (1963), Hersey (1965), Ryan, Olausson & Fairbridge (1966) et de L. Glangeaud notamment, on sait que la Méditerranée occidentale s'identifie depuis longtemps à un vaste bassin de sédimentation : le bassin algéro-provençal. De 1 000 à 1 500 mètres de sédiments caractérisés par leur faible vitesse de propagation des sons (1,7 à 2 km/s), peu ou pas lapidifiés, reposent sur des terrains vraisemblablement différents (3 - 4 km/s). Cette épaisseur de dépôt (boues ?) correspond au moins à la sédimentation plio-quaternaire qui se poursuit aujourd'bui. Avec Hersey (1965) on peut parler de remplissage terrigène, remplissage dont l'effet n'a pas été le comblement du grand bassin mais seulement l'édification de la plaine abyssale, surface presque rigoureusement plane.

Remplissage sédimentaire, flexuration des bordures, tels ont été les événements majeurs qui ont marqué le développement des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie ou tout au moins l'un des mieux connus d'entre eux : le bassin du Chélif. Cependant, les similitudes les plus frappantes ne sont pas d'ordre diastrophique mais plutôt d'ordre sédimentologique. A. Perrodon (1957) avait remarqué la permanence des principaux faciès depuis le Miocène, particulièrement des marnes bleues et des calcaires à Algues; *« les marnes bleues constituent la plus grande part des dépôts burdigaliens, vindoboniens et plaisanciens »* écrivit cet auteur et il ajoutait *« l'étude de leur microfaune permet de préciser qu'elles correspondent tantôt à des zones néritiques profondes, tantôt à des eaux littorales »*.

La composition des marnes bleues : minéraux des argiles, sablons siliceux, est identique à celle des boues bleues du Quaternaire récent. Mise à part une recristallisation du calcaire d'importance variable (marnes miocènes), on observe dans ces sédiments les mêmes manifestations d'une diagenèse précoce sous forme, par exemple, de pyrite parfois très abondante. Une partie du calcaire est d'origine planctonique (Coccolitbes, Foraminifères).

Il y a donc étroite similitude entre les marnes bleues néogènes et les boues bleues récentes, à la fois dans la nature des constituants et dans leur répartition car les vasières actuelles correspondent aux marnes des zones néritiques littorales néogènes, les boues de la pente continentale et de la plaine abyssale proche sont l'équivalent des marnes bleues des zones néritiques profondes. En outre, dans une précédente note (L. Leclaire, 1968 *c*), nous avons fait remarquer la profonde analogie qui existait entre les passées sablonneuses de l'actuelle plaine abyssale et les passées gréseuses des marnes bleues du Miocène d'Aïn Taya (Algérois). Une étude complémentaire, sur plusieurs échantillons différents, a confirmé ce point de vue. En première analyse, on peut donc penser que les passées gréseuses interstratifiées dans les marnes bleues ont été mises en place par un mode de sédimentation spasmodique identique à l'actuel (écoulements lourds, courants de turbidité).

La sédimentation dans les bassins néogènes du Chélif se caractérise encore par les calcaires

Source : MNHN, Paris

organogènes à Algues, lesquels, au Vindobonien et au Plaisancien, ont eu une grande extension. Ils se sont développés dans des régions peu profondes proches du littoral et sur des hauts-fonds. Ces faciès passent latéralement à des marnes. On ne peut que souligner la similitude qui existe ainsi entre cette sédimentation calcaire néogène et celle d'aujourd'hui, et c'est à juste titre que PERRODON a écrit « *qu'elle représente un dépôt de plateau peu profond, bien éclairé et bien oxygéné, probablement en eau relativement chaude* ». N'est-ce pas très exactement le cas pour les sables et graviers calcaires à Algues et Bryozoaires de l'Holocène, sur le plateau continental algérien ?

On peut donc affirmer que du point de vue de sa nature et de ses mécanismes, la sédimentation holocène sur les bordures du bassin algéro-baléares ne présente pas de différence majeures avec la sédimentation néogène qui fut à l'origine du comblement des bassins du Chélif pris comme exemple des bassins néogènes sublittoraux algériens. A cet égard, l'Holocène (et vraisemblablement tout le Quaternaire), par ses faciès argileux et ses calcaires à Algues, apparaît comme la continuation du Néogène. Cette continuation implique, dans une certaine mesure, la permanence relative des mécanismes d'érosion et des conditions climatiques. Par rapport au Crétacé et au Nummulitique, il semble que l'importance et la puissance de la seule érosion mécanique aient considérablement diminué dès le Miocène malgré une importante orogenèse. Le rôle de l'érosion biochimique liée au manteau végétal et aux sols, contrôlée par le climat, paraît être devenu prépondérant. Les puissantes séries argileuses, finement sablonnenses, ont succédé aux grès numidiens. Les turbidites néogènes et actuelles auraient remplacé le Flysch et le Wildflysch. A cet égard, la puissance de phénomènes d'essence probablement semblable (sédimentation spasmodique en relation avec la subsidence) a considérablement varié.

En conclusion, la sédimentation sur la bordure méridionale du bassin algéro-baléares s'apparente, du point de vue de sa nature et de ses mécanismes, à celle de bassins plio-quaternaires sublittoraux de l'arrière-pays de même qu'à celle d'autres bordures actuelles. Les caractères de cette sédimentation quaternaire et tous les facteurs qui la contrôlent (diastrophisme, morpbologie) sont finalement dépendants de grands pbénomènes d'ordre géonomique comme les fluctuations climatiques et l'effondrement de la Méditerranée au début du Pliocène.

Source : MNHN, Paris

BIBLIOGRAPHIE

Andreieff (P.), Bouysse (Ph), Chateauneuf (J. J.), L'homer (A.) et Scolari (G.), 1969. — La couvertnre sédimentaire meuble du plateau continentel externe de la Bretagne méridionale. — *Comptes rendus somm. Soc. géol. France*, fasc. 5, pp. 157-158.

A.F.N.O.R., 1962. — Dosage du soufre dans les produits du pétrole pen volatiles. « Méthode an tube de quartz ». NT.T-60.108.

Annuaire Hydrologique de l'Algérie, 1947-1958. — Direction de l'Hydrauliqne et de l'Equipement rural. Impr. La Typo-Litho., Alger.

Arbey (F.), 1959. — Observations nonvelles sur les croissants et les sinuosités de plage. — *Comptes rendus Acad. Sc.*, Paris, t. 248, p. 3187-3189.

Arrhenius (G.), 1950. — Carbon and nitrogen in subaqnatic sediments. — *Geochim. Cosmoch. Acta*, vol. I, n° 1, p. 149-160.

Aubouin (J.), Brousse (R.), Lehman (J. P.), 1968. — Précis de Géologie. — 3 tomes, Dunod, Paris.

Auzende (J. M.), 1969. — Etude par sismique réflexion de la bordure continentale algéro-tunisienne entre Bongie et Bizerte. — Thèse 3e cycle, Fac. Sc. Paris, 113 p. ronéo.

Barrois (Ch.), 1896. — Phénomènes littoraux actuels du Morbihan. — *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXIV, p. 182-226.

Be (A. W.), 1959. — Ecology of recent planctonic Foraminifera. — *Micropaleontology*, vol. 5, n° 1, p. 77-100.

Be (A. W.), 1966. — Distribution of planktonic Foraminifera in the world oceans. — "Abstract of Papers". Second. Intern. Oceanogr. Congr. Publ., Honse "Nanka", Moscon.

Be (A. W.) et Hamlin (W.N.), 1967. — Ecology of recent planktonic Foreminifera (Part 3). Distribntion in the North Atlantic during the summer of 1962. — *Micropaleontology*, vol. 13, n° 1, p. 87-106.

Bellaiche (G.), Vergnaud-Grazzini (C.) et Glangeaud (L.), 1969. — Les épisodes de le transgression flandrienne dans le Golfe de Fréjus. — *Comptes rendus Acad. Sc.*, Paris, t. 268, p. 2765-2770.

Bernard (F.) et Lecal (J.) avec Codinat (R.), 1950. — Etude des sédiments marins an large d'Alger. 1. Teneur en azote et carbone organique. — *Bull. Inst. Océanogr. Monaco*, vol. 47, n° 963, 10 p.

Bernard (F.) et Lecal-Schlauder (J.), 1953. — Rôle des Flagellés calcaires dans la sédimentation actuelle en Méditerranée. — Publ. XIX° Congr. Géol. Intern., Alger 1952. In *Topographie s/marine et sédim. actuelle*, sec. IV, fasc. 4, p. 11-23.

Bernard (F.), 1956. — Contribution à la connaissance du Détroit de Gibraltar (Hydrographie et nannoplancton en juin 1954). — *Bull. Inst. Océanogr. Monaco*, vol. 53, n° 1074, 22 p.

Berner (R. A.), 1964. — Distribution and diagenesis of sulfur in some sediments from the gulf of California. — *Marine Geology*, n° 1-2, p. 117-140.

Berthois (L.), 1931. — Contribntion à l'étude des sédiments de la Méditerranée occidentale. — *Ann. Inst. Océanogr.*, t. XX, fesc. I, 50 p.

Berthois (L.), 1953. — Les canyons sous-marins. — Impr. Libr. Gonpil, Laval.

Berthois (L.), et Dangeard (L.), 1939. — La glanconie dans les sédiments néritiques de la Méditerranée. — Geol. Meere. *Binnengewässer*, p. 532-541.

Bertolino (V.), et *al.*, 1968. — Proposel for e biostratigraphy of the Neogene in Italy based on planktonic Foraminifera. — *Giorn. Geol. It.*, 2° série, vol. 35, fasc. 2, p. 23-30.

Boltovskov (E.), 1966. — La zona de convergencia subtropical/snbantartica en el oceano Atlantico (Parte occidental). (Un estndio en hese a le investigeôon de Foraminiferos indicadores). — Secretaria de Marina. (Servicio de Hidrografia naval). Bnenos Aires. 66 p.

Bonnefille (R.), 1964. — Mécanisme des conrants de densité. — *Comptes rendus séances Ass. Sédim. Français*, groupe A, Peris, 5 p. ronéo.

Bordovskyi (O. K.), 1965. — Accumulation and transformation of organic substances in merine sediments. — *Marine Geology*, vol. 3, n° 1-2, p. 3-114.

Source : MNHN, Paris

BOURCART (J.), 1938. — La marge continentale. Essai sur les régressions et transgressions marines. — *Bull. Soc. géol. France*, Paris, série 5, t. VIII, p. 393-474.

BOURCART (J.), 1953 a. — L'histoire quaternaire de la Méditerranée à la suite de nouvelles recherches. — *Scientia*, série 6, n° 88, p. 11-19.

BOURCART (J.), 1953 b. — Sables « néritiques » à 2 750 m de profondeur au large de Bougie. — *Comptes rendus Acad. Sc.*, t. 236, p. 738-740.

BOURCART (J.), 1954 a. — Recherches de géologie sous-marine profonde. — *Bull. Soc. géol. France*, Paris, série 6, t. IV, p. 557-564.

BOURCART (J.), 1954 b. — Nouvelle défense de la théorie de la flexure continentale. — Publ. XIX[e] Congr. Géol. Intern. Alger, 1952. Section XIII, fasc. 14, p. 57-69.

BOURCART (J.), 1955. — Réflexions sur l'orogénèse quaternaire. — *Geol. Rundschau*, h[d] 43, h[ft] 1, p. 35-38.

BOURCART (J.), 1956 a. — Le socle sous-marin de la Corse occidentale. — *Comptes rendus Acad. Sc.*, Paris, t. 242, p. 2977-2979.

BOURCART (J.), 1956 b. — Recherches sur le pleteau continental de Banyuls-sur-mer. — *Vie et milieu*, t. VI, fasc. 4, p. 435-522, 3 tabl.

BOURCART (J.), 1958. — Rapport sur les recherches de géologie et de morphologie sous-marines effectuées en France de 1953-1956. Commission Intern. pour l'Exploration Scientifique de la mer Méditerranée. — Rapports et P. V. des réunions. Vol. XIV, (n. s), septembre 1958.

BOURCART (J.), 1959 a. — Les sédiments précontinentaux profonds dans le golfe de Gênes. — *Deep Sea Research*, vol. 5, p. 215-221.

BOURCART (J.), 1959 b. — La Géologie. « Introduction à une science de la terre ». — Librairie Armand Colin, 204 p.

BOURCART (J.), 1959 c. — Le plateau continental de la Méditerranée occidentale. — *Comptes rendus Acad. Sc.*, Paris, t. 279, p. 1380-1382.

BOURCART (J.), 1959 d. — Sur la répartition des sédiments en Méditerranée occidentale. — *Ibid.*, p. 1699-1700.

BOURCART (J.), 1960 a. — Carte topographique du fond de la Méditerranée occidentale. — *Bull. Inst. Océanogr. Monaco*, vol. 56, n° 1163, p. 1-20.

BOURCART (J.), 1960 b. — Les divers modes de sédimentation observés en Méditerranée occidentale. — Intern. Geol. Congr. 21[st.], Copenhagen. — Rept. Session, Norden, 23, p. 7-18.

BOURCART (J.), 1962 a. — Les sables profonds de la Méditerranée occidentale. — *Developments in Sedimentology*, t. III, Turbidites, p. 143-155.

BOURCART (J.), 1962 b. — Allocution de M. le Professeur BOURCART, organisateur du Colloque. Coll. C.N.R.S., *Océanogr. Géol. Géoph. Méditer. Occid.*, Villefranche-sur-Mer, 4-8 avril 1961, p. 13-17.

BOURCART (J.), 1964. — Connaissance des profondeurs océaniques. — Impr. Taffin-Lefort, Lille (France) n° Ed. : 263, 209 p.

BOURCART (J.) et FRANCIS-BŒUF (C.), 1942. — La vase. — *Actualités scient. et industr.*, n° 927, Paris, 67 p.

BOURCART (J.) et GLANGEAUD (L.), 1954. — Morphotectonique de la marge continentale nord-africaine. — *Bull. Soc. géol. France*, Paris, série 6, t. IV, p. 751-772, (hibl. *in fine*).

BOURCART (J.) et GLANGEAUD (L.), 1956. — Perturbations sous-marines et courants de turbidité du séisme d'Orléansville. — *Comptes rendus Acad. Sc.*, Paris, t. 242, p. 1504-1506.

BOURCART (J.), GENNESSEAUX (M.), KLIMEK (E.) et LE CALVEZ (Y.), 1960. — Les sédiments des vallées sous-marines au large dans le Golfe de Gênes. — *Ibid.*, t. 251, p. 1443-1445.

BOURCART (J.), GENNESSEAUX (M.) et KLIMEK (E.), 1961. — Sur le remplissage des canyons sous-marins de la Méditerranée française. — *Ibid.* t. 252 p. 3693-3694.

BOURCART (J.) et ROS-VINCENT (J.), 1962. — Sur le remplissage sédimentaire de la partie centrale de la Méditerranée occidentale. — *Ibid.*, t. 254, p. 2897-2901.

BOUYSSE (Ph.), 1962. — Contribution à l'étude sédimentologique de la plage de Conrbet-Marine (Algérie). — Thèse 3' cycle. Fac. Sc. Alger, 70 p. ronéo.

BRADLEY (W. H.), 1938. — Mediterranean sediments and Pleistocene sea levels. — *Science*, vol. 88, p. 376-379.

BRAMLETTE (M. N.), 1958. — Significance of Coccolithophorides in calcium carbonate deposition. — *Bull. Geol. Soc. of America*, short notes, vol. 60, p. 121-126.

BROUARDEL (J.) et FAGE (L.), 1956. — Variation en mer de la teneur en oxygène dissous au proche voisinage des sédiments. — *Pop. Mar. Biol. and Oceanogr., Deep Sea Research*, suppl. to vol. 3, p. 40-44.

BRUNNACKER (K.), 1969. — Affleurements de loess dans les régions nord-méditerranéennes. — *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, série 2, vol. XI, fasc. 3, p. 325-334.

Source : MNHN, Paris

Brunel (A.), 1948. — Traité pratique de chimie végétale. — Ed. Georges Frères, Tourcoing.

Byrne (J. V.) et Emery (K. O.), 1960. — Sediments of the Gulf of California. — *Bull. Geol. Soc. of America*, vol. 71, p. 983-1010.

Cailleux (A.) et Tricart (J.), 1963. — Initiation à l'étude des sables et des galets. — Centre Docum. Univers. Paris, t. I, 369 p.

Caralp (M.), 1968. — Variations climatiques pléistocènes dans le Golfe de Gascogne d'après les Foraminifères planctoniques. — *Bull. Inst. Géol. bassin d'Aquitaine*, n° 5, p. 87-110.

Cati (F.) et *al.*, 1968. — Biostratigrafie del mediterraneo hasata sui Foraminifere planctonici. — *Bull. Soc. Geol. It.*, t. 87, p. 491-508.

Caulet (J.), 1963. — Etude des plages entre Arzew et Port-aux-Poules. — *Cah. Océanogr.*, XV[e] ann., 9, p. 617-637.

Caulet (J.), 1968. — Sur les accumulations de Bryozoaires dans les sables organogènes grossiers du précontinent algérien. — *Comptes rendus Acad. Sc.*, Paris, t. 266, p. 449-451.

Caulet (J.) et Rehser (L.), 1968. — Sur la présence de matériel plio-quaternaire dans quelques sédiments de la plate-forme continentale mostaganémoise. — *Comptes rendus somm. Soc. géol. France*, fasc. 9, p. 325-326.

Caulet (J.), 1969. — Les sédiments organogènes du Golfe d'Arzew (Algérie). Présentation d'une esquisse au 1/150 000 de la répartition des principaux faciès. — *Ibid.*, fasc. 5, p. 160-161.

Cayeux (L.), 1929. — Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. — *Mém. Serv. Carte Géol. France*, vol. VIII, 774 p., 30 pl.

Chamley (H.), 1963. — Contribution à l'étude minéralogique et sédimentologique de vases méditerranéennes. — *Rec. Trav. St. Mar. Endoume*, hull. 29, fesc. 44, p. 91-195.

Chamley (H.), Paquet (H.) et Millot (G.), 1964. — Minéraux argileux de vases méditerranéennes. — *Bull. Serv. Carte géol. Als-Lorr.*, t. 15, fasc. 4, p. 161-169.

Charlet (J. M.), Delteil (J.) et Duplaix (S.), 1969. — Données minéralogiques sur les séries détritiques du Tell oranais (Algérie). — *Comptes rendus somm. Soc. géol. France*, fesc. 4, p. 107-109.

Charlot (G.), 1961. — Les méthodes de la chimie analytique. Analyse quantitative minérale. Ed. Masson et Cie. Paris.

Colalongo (M. L.), 1968. — *Giorn. Geol. It.*, 2[a] série, vol. XXXV, fasc. 3.

Colom (G.), 1954. — Distribution of *Globigerina inflata* d'Orbigny. — *The Micropaleontologist*, vol. 8, n° 3, p. 43-49.

Correns (C. W.), 1939. — La formation des roches, un manuel de pétrogénèse. Les roches sédimentaires, 1939. — Trad. J. Follot (1952), *Serv. Carte. Géol. Algérie.*

Curray (J. R.), 1960. — Tracing sediment masses by size modes. Intern. Geol. Congr. 21[st]. Copenhegen. — Rept. Session, Norden, 23, p. 119-130.

Curray (J. R.), 1965. — Late Quaternary history, continental shelves of the United States : *in* The Quaternery of the United States. Wright H. E., Jr. and Frey D. G., Editors, Princeton University Press, p. 723-735.

Curray (J. R.), 1966. — Continental terrace. — *In* The Encyclopedia of Oceanography, R. W. Fairbridge Ed., Reinhold Publishing corporation, p. 207-213.

Dabin (B.) et Brion (J. C.), 1967. — Application des dosages automatiques à l'analyse des sols. — *Cah. O.R.S.T.O.M.*, série Pédologie, vol. V, n° 3, p. 257-285.

Dalloni (M.), 1915. — Recherche sur la période néogène dans l'Algérie occidentale. — *Bull. Soc. géol. France*, Paris, série 4, t. 15, p. 428-457.

Dangeard (L.), 1923. — Recherches de géologie sous-marine en Méditerranée (Croisière du « Pourquoi-Pas ? »). *Comptes rendus Acad. Sc.*, Paris, t. 177, p. 1048-1050.

Dangeard (L.), Larsonneur (C.) et Migniot (C.), 1965. — Les courants de turbidités, les coulées boueuses et les glissements : résultats d'expériences. — *Comptes rendus Acad. Sc.*, Paris, t. 261, p. 2123-2126.

Debyser (J.), 1957. — Note sur un procédé de préparation des plaques minces dans les sédiments fins actuels. — *Rev. Inst. français du pétrole*, vol. 12, n° 4, p. 489-492.

Debyser (J.), 1961. — Contribution à l'étude géochimique des vases marines. — Publ. I.F.P., réf. 6005, 249 p.

Dill (R. F.), 1966. — Sand flows and sand falls. — *In* The Encyclopedia of Oceanography, R. W. Fairbridge Ed., Reinhold Publishing Corporation, p. 763-765.

Djounkovsky (N. M.) et Bostich (P. K.), 1959. — La houle et son action sur les côtes et les ouvrages côtiers. Ed. Eyrolles et Geuthier-Villars, Paris, 404 p.

D'Onofrio (S.), 1968. — *Giorn. geol. it.*, 2[a] série, vol. XXXV, fasc. 3, p. 99-114.

Source : MNHN, Paris

DONN (W. L.), FARRAND (W. R.) and EWING (M.), 1962. — Pleistocene ice volumes and sea-level lowering. — *Journ. Geol.*, vol. 70, pp. 206-214.

DUPLAIX (S.) et CAILLEUX (A.), 1957. — Sur quelques sables des fonds de 1850 à 4270 m de la Méditerranée. — *Comptes rendus Acad. Sc.*, Paris, t. 244, p. 104-106.

DUPLAIX (S.), 1958 a. — Détermination microscopique des minéraux des sables. Librairie Polytechnique, Béranger, Paris, 96 p.

DUPLAIX (S.), 1958 b. — Etude minéralogique des niveaux sableux des carottes prélevées sur le fond de la Méditerranée. — *Rept. Swed. Deep Sea Exped.* (1947-48), vol. 8, fasc. 2, p. 137-166.

DUPLAN (L.), 1952. — La région de Bougie. — Publ. XIX^e Congr. Géol. Intern. Alger, 1952, Monogr. Rég., 1^e série, Algérie, n° 17.

DUNBAR (C. O.) et RODGERS (J.), 1957. — Principles of stratigraphy. — Ed. John Wiley and Sons, New-York.

DURAND (J. H.), 1953. — Etude de quelques sédiments de la Baie de Castiglione. — *Bull. St. Aquic. Pêches de Castiglione*, n. s., n° 4, p. 363-372.

DURAND (J. H.), 1954. — Etude de quelques vases dragnées au cours de l'opération Séhaou les 11 et 12 août 1953. — Recherches sur les fonds chalutables de la région d'Alger. *Publ. C.I.O.E.C.*, p. 141-147.

DURAND (J. H.), 1956. — Etude pétrographique de quelques vases draguées au large de Tighzirt (1954) et au large de Castiglione (1955). — *Bull. St. Aquic. Pêches de Castiglione*, n. s., n° 8, p. 43-52.

DURAND (J. H.), 1959. — Les sols d'Algérie. — *Bull. Tech. Inf. Ing. Serv. Agricoles.*, n° 142, p. 1-9.

DUROZOY (G.), 1961. — Résultats de sondages de reconnaissances dans le plaine de Bône. — *Comptes rendus somm. Soc. géol. France*, fasc. 8, p. 210.

EHLMANN (A. J.), HULINGS (N. C.) et CLOVER (E. D.), 1963. — Stages of glauconite formation in modern foraminiferal sediments. — *Journ. Sedim. Petrol.*, vol. 33, n° 1, p. 87-96.

EMERY (K. O.), 1952. — Continental shelf sediments off southern California. — *Bull. Geol. Soc. of America*, vol. 63, pp. 1105-1108.

EMERY (K. O.), 1965. — Geology of the continental Margin of the Eastern United States. — *In* Submarine Geology and Geophysics, Colston Papers n° 17, Butterworths, London, p. 1-20.

EMERY (K. O.), 1967. — Some stages in the Development of Knowledge of the Atlantic Coast of the United States. *In* Progress in Oceanogr., vol. 4, M. Sears Ed., Pergamon Press, p. 307-322.

EMILIANI (C.), 1966. — Paleotemperature analysis of the Carlhbean Cores P. 6304-8 and P. 6304-9 and a generalized temperature curve for the past 425,000 years. — *Journ. Geol.*, vol. 74, p. 109-126.

EMILIANI (C.), 1967. — The Pleistocene Record of the Atlantic and Pacific oceanic sediments, correlations with the Alaskan stages by absolute dating, and the Age of the last Reversal of the Geomagnetic field. — *In* Progress in Oceanogr., vol. 4, M. Sears Ed., Pergamon Press, p. 307-322.

ERICSON (D. B.), BROECKER (W. S.), KULP (J. L.) et WOLLIN (G.), 1956. — Late Pleistocene climates and deep sea sediments. — *Science*, vol. 124, p. 385-389.

ERIKSSON (K. G.) et OLSSON (I. U.), 1965. — Some problems in connection with C. 14 dating of tests of Foraminifera. — *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, vol. XLII, n° 7-9, p. 1-13.

ERIKSSON (K. C.), 1965. — The sediment core n° 210 from the Western Mediterranean Sea. — *Rept. Swed. Deep Sea. Exped.* (1947-1948), vol. VIII, fasc. 5, p. 397-588.

EWING (M.) and THORNDIKE (E. M.), 1965. — Suspended matter in deep ocean water. — *Science*, vol. 147, p. 1291-1294.

FAHLQUIST (D. A.), 1963. — Seismic refraction measurement in the Western Mediterranean Sea. — Doct. Diss. Mass. Inst. Tech.

FOLK (R. L.), 1966. — A review of grain size parameters. — *Sedimentology*, vol. 6, n° 2, p. 73.

FLANDRIN (J.), 1955. — Les grands traits stratigraphiques et structuraux de l'Algérie. — Aperçu sur quelques hypothèses et résultats nouveaux. — *Bull. Soc. Belge Géol. Paléont. et Hydrol.*, Bruxelles, t. LXIV, fasc. 2, p. 304-327.

FRIEDMAN (G. M.), 1961. — Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. — *Journ. Sedim. Petrol.*, vol. 31, p. 514-529.

FURNESTIN (J.) et ALLAIN (Ch.), 1962 a. — L'hydrologie algérienne en hiver (Campagne dn « Président Théodore Tissier », en février 1960). — *Rev. Trav. Inst. Pêches Marit.*, t. 26, fasc. 3, p. 277-308.

FURNESTIN (J.) et ALLAIN (Ch.), 1962 b. — Nouvelles observations sur l'hydrologie de la Méditerranée occidentale (entre Alger et le 40^e parallèle). Campagne de la « Thalassa », hiver 1961. — *Rev. Trav. Inst. Pêches Marit.*, t. 26, fasc. 3, p. 309-318.

GENNESSEAUX (M.) et LE CALVEZ (Y.), 1960. — Affleurements sous-marins de vases pliocènes dans la Baie des Anges. — *Comptes rendus. Acad. Sc.*, Paris, t. 251, p. 2064-2066.

Source : MNHN, Paris

GENNESSEAUX (M.), 1962 a. — Une cause probable des écoulements turbides profonds dans le canyon sous-marin du Var. — *Ibid.*, t. 254, p. 2038-2040.

GENNESSEAUX (M.), 1962 b. — Les canyons de la baie des Anges, leur remplissage sédimentaire et leur rôle dans la sédimentation profonde. — *Ibid.*, t. 254, p. 2409-2411.

GERARD (A.), 1967. — Mesures magnétiques en Méditerranée occidentale. — Dipl. Ing. Inst. Phys. Globe de Strasbourg, 138 pages ronéo.

GERVAIS (D.), 1954. — Morphologie de divers sables. — Ed. Syndicat de Docum. Géol. Paléont. Paris.

GLANGEAUD (L.), 1927. — Sur les glissements post-astiens dans le Nord de la provinced'Alger. — *Bull. Soc. Géol. France*, 4 série, vol. XXVII, p. 239-246.

GLANGEAUD (L.), 1932. — Etudes géologiques de la région littorale de la province d'Alger. — *Bull. Serv. carte Géol. Algérie*, Alger, 2e série, n° 8, 1 vol. in-8°, 608 p., 110 fig.

GLANGEAUD (L.), 1940. — Origine et mode de formation des sédiments détritiques. — *Sciences, Rev. Ass. Fr. pour l'avancement des Sciences*, n° 34.

GLANGEAUD (L.), 1941. — Corrélation statistique, classification et hiérarchie des facteurs intervenant dans la formation des sédiments. — *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 5e série, t. IX, p. 371-388.

GLANGEAUD (L.), 1962. — Paléogéographie dynamique de la Méditerranée et de ses bordures. Le rôle des phases ponto-plio-quaternaire. — *In* Coll. C.N.R.S., *Océanogr. Géol. Géoph. Méditerr. Occid.*, Villefranche-sur-Mer (avril 1961), p. 125-165.

GLANGEAUD (L.), 1965. — Les déformations plio-quaternaires de l'Afrique du Nord. — *Geol. Rundschau*, bd. 43, p. 180-196. Stuttgart.

GLANGEAUD (L.), AYME (A.), CAIRE (A.), MATTAUER (M.) et MURAOUR (P.), 1952. — Histoire géologique de le province d'Alger. — Publ. XIXe Congr. Géol. Intern., Alger 1952, Monogr. règ., 1re série, n° 25, 142 p.

GLANGEAUD (L.) et MURAOUR (P.), 1953. — Signification morphologique et position stratigraphique des cailloutis pontiens de Bou-Naha (Algérie). — *Comptes rendus Acad. Sc.*, Paris, t. 237, p. 1962-1964.

GLANGEAUD (L.) et ROTHE (J. P.), 1954. — Causes tectonophysiques et effets morphologiques des séismes d'Orléansville et du Chélif. — *Ibid.*, t. 239, p. 1829-1831.

GLANGEAUD (L.), ALINAT (J.), AGARATE (G.), LEENHARDT (O.) et PAUTOT (G.), 1967. — Les phénomènes ponto-plio-quaternaires dans la Méditerranée occidentale d'après les données de « Géomède I ». — *Ibid.*, t. 264, p. 208-211.

GONI (J.) et PARENT (Ch.), 1966. — Etude géochimique d'une tranche de sédiments fins actuels (Baie de la Vilaine, Morbihan). Méthodologie, Paléosalinité et Diagenèse. — *Bull. B.R.G.M.*, n° 5, p. 19-62.

GORSLINE (D. S.), 1963 — Bottom sediments of the Atlantic Sbelf and Slope off the southern United States. — *Journ. Geol.*, vol. 71, pp. 422-440.

GOURINARD (Y.), 1958. — I. Recherches sur la géologie du littoral oranais. II. Epirogenèse et Nivellements. — *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, Alger, bull. n° 6, 200 p.

GROOT (J. J.), GROOT (G. R.), EWING (M.), BURCKLE (L.), CONOLLY (J. R.), 1967. — Spores, Pollen, Diatoms and provenance of the Argentine Base sediments. — *In* Progress in Oceanogr., vol. 4, Ed. M. SEARS, Pergamon Press, p. 179-217.

GROVEL (A.), 1961. — Contribution à l'étude sédimentologique de la Baie d'Alger et de la Baie de Bérard. — Thèse 3e cycle. Fac. Sc. Alger. 45 p. ronéo.

GUILCHER (A.), 1954. — Morphologie littorale et sous-marine. 1 vol., 213 p., P.U.F. Ed., Paris.

GUILCHER (A.), 1965. — Précis d'Hydrologie Marine et Continentale. I vol., 389 p., 217 figures et 8 planches. Masson et Cie Ed., Paris.

HEEZEN (B. C.) et EWING (M.), 1955. — Le séisme d'Orléansville et les courants de boues. — Rapt. Direct. Câbles sous-marins, trad. JULIEN A.

HEEZEN (B. C.) et EWING (M.), 1955. — Orléansville earthquake and turbidity currents. — *Bull. Amer. Ass. Petr. Geol.*, vol. 39, fasc. 12, p. 2505-2514.

HERSEY (J. B.), 1965. — Sedimentary Basins of the Mediterranean Sea. — *In* Submarine Geology and Geophysics, Colston Papers n° 17, Butterworths London, p. 75-92.

HILLY (A.), 1957. — Etude géologique du massif de l'Edough et du Cap de Fer. — *Publ. Fac. Sciences. Nancy*, n° 125, 408 p.

JOLEAUD (L.), 1936. — Etude de la région de Bône à la Galle. — *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 2e série, n° 12, 199 p.

KIEKEN (M.), 1962. — Les traits essentiels de la géologie algérienne. — *Extr.* Livre à la mémoire de P. FALLOT, t. I, *Mém. Soc. géol. France*, p. 545-614.

KRUGER (D.), 1950. — Variations quantitatives des Protistes marins au voisinage du Port d'Alger durant l'hiver 1949-1950. — *Bull. Inst. Océanogr. Monaco*, n° 978, p. 2-20.

Source : MNHN, Paris

KRUMBEIN (W. C.) et CARRELS (R. M.), 1952. — Origin and classification of chemical sediment in terms of pH and oxydation-reduction potentiels. — *Journ. Geol.*, vol. 60, n° 1, p. 1-33.

KRYNINE (P. D.), 1948. — The megascopic study and field classification of sedimentary rocks. — *Journ. Geol.*, vol. 56, p. 130-165.

KU (T.) et BROECKER (W. S.), 1967. — Rates of sedimentation in the Arctic Ocean. — *In* Progress in Oceanogr., vol. 4, Ed. M. Sears, Pergamon Press, p. 95-104.

KUENEN (Ph. H.) et HUMBERT (F. L.), 1964. — Bibliography of turbidity currents and turbidites. — *In* Developments in Sedimentology, vol. III, Turbidites, p. 222-246.

KUENEN (Ph. H.), 1964. — Deep sea sands and ancient turbidites. — *Ibid.*, p. 3-33.

KULLEMBERG (B.), 1952. — On the salinity of the water contained in marine sediments. — Gotehorg klung. Vetenskaps och Vitterhts. Semhalles Handlingar. *Sjatte Folden*, ser. B, hand 6, n° 6, p. 1-37.

LACOMBE (H.) et TCHERNIA (P.), 1958. — Températures et salinités profondes en Méditerranée en période d'été. *Bull. du C.O.E.C.*, X, n° 4, p. 209-214.

LACOMBE (H.) et TCHERNIA (P.), 1960. — Quelques traits généraux de l'hydrologie méditerranéenne. — *Cah. Océanogr.*, XII, n° 8, p. 528-547.

LACOMBE (H.), 1969. — Les interactions Océan-atmosphère. — *Atomes*, n° 268, p. 487.

LABEYRIE (J.), DELIBRIAS (M^me G.) et GUILLIER (M^me M. T.), 1968. — Vitesse moyenne de sédimentation dans la plaine abyssale de la Méditerranée occidentale. — *Comptes rendus Acad. Sc.*, Paris, B, t. 267, p. 1370-1372.

LACAZE (J.), 1954. — Circonstances météorologiques associés aux mers grosses sur la côte algérienne. — *Bull. Inf. C.I.O.E.C.*, VI^e ann., n° 3, p. 105.

LAFFITTE (R.), 1942. — Plissements post-pliocènes et mouvements quaternaires dans l'Algérie occidentale. — *Comptes rendus Acad. Sc.*, Paris, t. 215, p. 372-374.

LAFFITTE (R.), 1949. — Sédimentation et orogénèse. — *Ann. Hébert et Haug.*, Paris, t. VII, p. 239-259.

LAFFITTE (R.), 1949. — Glaciations et Biogéographie. — *Comptes rendus somm. Séances Soc. Biogéogr.*, n° 228, p. 73-77.

LAFFITTE (R.), 1950. — Sur la construction géologique du versant NW du massif du Dahra. Algérie. — *Comptes rendus Acad. Sc.*, Paris, t. 230, p. 104-106.

LA FOND (E. C.), 1966. — Bay of Bengal. — *In* The Encyclopedia of Oceanography, R. W. FAIRBRIDGE Ed., Reinhold Publishing Corporation, p. 110-118.

LAFUENTE (G.), 1952. — Etude morphologique du littoral algérien entre le Cap de Fer et le Cap Bougarouni. Dipl. Etud. Sup. Fac. Lettres. Alger. 60 p. roneo.

LAGBULA (J.), 1952. — Sur l'enstatisme et l'isostasie. — Publ. XIX^e Congr. Géol. Intern., Alger 1952. Sect. II, fasc. 9, p. 45-50.

LARRAS (J.), 1957. — Pleges et côtes de sable. — Collection du Laboratoire National d'Hydraulique. Eyrolles Ed., Paris, 117 p.

LECLAIRE (L.), 1962. — Contribntion à l'étude sédimentologique de la marge continentale algérienne. Secteur Bône-La Calle. — Thèse 3^e cycle. Fac. Sc. Alger, 96 p. ronéo.

LECLAIRE (L.), 1963 a. — Etudes littorales en Baie d'Alger. Zone de Fort-de-l'Eau - Ben-Mered. — *Cah. Océanogr.*, XV^e année, n° 2, p. 109-124.

LECLAIRE (L.), 1963 b. — Facteurs d'évolution d'une côte sablonneuse rectiligne très ouverte. Etude préliminaire à l'implantation d'un port de pêche et de plaisance. — *Cah. Océanogr.*, XV^e année, n° 8, p. 540-556.

LECLAIRE (L.), 1964. — Contribution à l'étude des conditions physicochimiques favorables à la genèse de la glauconie dans le détroit de Sicile. — *Comptes rendu Acad. Sc.*, Paris, t. 258, p. 5020-5022.

LECLAIRE (L.), 1968 a. — Détermination du degré d'oxydation d'un sédiment, (boues ou vases actuelles et récentes, marnes, etc.) par l'étude de l'état du fer dans es formes minérales authigènes. — *Ibid.*, t. 266, p. 452-454.

LECLAIRE (L.), 1968 b. — Contribution à l'étude des sédiments marins non consolidés. Les bases d'une nouvelle classification. — *Ibid.*, t. 266, p. 563-565.

LECLAIRE (L.), 1968 c. — Contribntion à l'étude de la relation entre le carbone et l'asote de la matière organique contenue dans les bones et vases du plateau continental algérien. — *Ibid.*, t. 266, p. 2049-2051.

LECLAIRE (L.), 1968 d. — Contribntion à l'étude géomorphologique de le marge continentale algérienne. Note de présentation de cartes topographiques du plateau continental Nord-africain. — *Cah. Océanogr.*, XX^e année, n° 6, p. 451-521.

LECLAIRE (L.), 1968 e. — Snr la présence et la mise en place de lits sableux dans le bassin de sédimentation algéro-baléares. — Analogie avec les passées gréseuses des marnes bleues néogènes du bassin de la Mitidja. *Comptes rendus somm. Soc. géol. France*, fasc. 4, p. 135-136.

Source : MNHN, Paris

LECLAIRE (L.), 1969 a. — Sur la genèse de sulfures (pyrite) dans le Bassin algéro-provençal pendant le Quaternaire récent. Relations entre l'euxinisme et la paléodynamique de ce bassin. — *Comptes rendus Acad. Sc.*, Paris, t. 268, p. 1586-1588.

LECLAIRE (L.), 1969 b. — Principe de cartographie des sédiments du plateau continental algérien. Présentation de 10 cartes sédimentologiques. — *Comptes rendus somm. Soc. géol. France*, fasc. 5, p. 162.

LECLAIRE (L.) et FINCK (C.), 1962. — Utilisation des radio-traceurs à Courbet-Marine. « Etude de l'ensablement d'un port du littoral algérois ». Méthodes sédimentologiques, utilisation de traceurs radio-actifs. — *Cah. Océanogr.*, XIV[e] année, n° 8, p. 526-542.

LECLAIRE (L.), CAULET (J. P.) et BOUYSSE (Ph.), 1965. — Prospection sédimentologique de la marge continentale Nord-Africaine. — *Cah. Océanogr.*, XVII[e] année, n° 7, p. 467-479.

LECLAIRE (L.) et LE CALVEZ (Y.), 1969. — Sur la présence probable de Quaternaire ancien dans l'un des grands canyons du précontinent Nord-africain. Mise en évidence d'une lacune stratigraphique dans la série pléistocène. — *Comptes rendus Acad. Sc.*, Paris, t. 268, p. 1252-1254.

LHERMITTE (P.), 1958. — Contribution à l'étude de la conche limite des houles progressives. « Application aux mouvements de matériaux sous l'action des houles ». — Publ. *C.I.O.E.C.*, n° 136, 171 p.

LHERMITTE (P.), 1960. — Mouvement des matériaux de fond sous l'action de la houle. — Beach and Shoreline processes. Coastal Engineering, t. I.

LOVE (L. G.) et MURRAY (J. W.), 1963. — Biogenetic pyrite in recent sediments of christchurch harbour. England. — *Amer. Journ. Science*, 261, p. 433-448.

LOVE (L. G.), 1964. — Early diegenetic pyrite in fine grained sediments and the genesis of sulfide ores. — *In* Sedimentology and Ore genesis. Sixth International Sedimentological Congress, Delft 1963. G. C. Amstertz Ed., p. 11-17.

LUCAS (G.), 1966. — Fonds durcis, lacunes sous-marines, séries condensées et ondes marines séismiques on « Tsunami ». — *Comptes rendus Acad. Sc.*, Paris, t. 262, p. 2141-2144.

MARS (P.), 1963. — Les fannes et la stratigraphie du Quaternaire méditerranéen. — *Rec. Trav. St. Marit. Endoume*, Bull. 28, fasc. 43, p. 61-97.

MC GILL (D. A.), 1962. — A preliminary study of the oxygen and phosphate distribution in the Mediterranean Sea. — Coll. Repr. Woods Hole Oceanogr. Inst., Shorter comm. n° 1098.

MAURIN (Cl.), 1962. — Résultats des Campagnes des navires océanographiques « Président Théodore Tissier », 1957 à 1960 et « Thalassa » 1960. — 1961. — *Rev. trav. Inst. Pêches Marit.*, t. 26, fasc. 2, p. 163-218.

MENARD (H. W.), SMITH (S. M.) et PRATT (R. M.), 1965. — The Rhône deep-sea fan. — *In* Submarine Geology and Geophysics. Colston Papers, n° 17, Butterworths, London, p. 271-286.

MIGNIOT (C.) et BELLESSORT (B.), 1966. — Les actions de triage en nature et sur modèle réduit.. — *Comptes rendus séances Ass. Sédim. Français*, gronpe A, Paris, p. 1-4 ronéo.

MIGNIOT (C.), 1966. — Recherche de la capacité de transport d'une rivière per des études sédimentologiques. Répertition granulométrique des dépôts. — *Comptes rendus séances Ass. Sédim. Français*, gronpe A, Paris, p. 12-16, ronéo.

MILLIMAN (J. P.), PILKEY (O. M.), et BLACKWELDER (B. W.), 1968. — Carbonate sediments on the continental shelf, Cape Hatteras to Cape Romain. — *Southeastern Ceology*, vol. 9, p. 245-267.

MILLOT (G.), 1964. — Géologie des argiles. « Les argiles des sédiments marins ». Masson et Cie Ed., Paris, 210 p.

MOREL (J.) et HILLY (J.), 1956. — Nonvelles observations sur les formations quaternaires de Bône et particulièrement dans le massif du Cap de Fer et de l'Edough. — *Quaternaria*, vol. III, p. 179-201.

MORRISON (R. B.), 1969. — The Pleistocene-Holocene boundary : an evaluation of the various criteria used for determining it on a provincial basis, and suggestions for establishing it world-wide. — *Geologie en Mijnbouw*, vol. 48, fasc. 4, p. 363-371.

MURAOUR (P.) et HOLLANDE (G.), 1951. — Etude préliminaire de quelques sédiments de la Baie de Castiglione. *Bull. Trav. St. Aquic. Pêches de Castiglione*, nouvelle série, n° 3.

MURAOUR (P.), 1949. — Contribution à l'étude micropaléontologique des marnes plaisanciennes d'Alger. — *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 1re série, Paléontologie, n° 10, p. 97-149.

MURAOUR (P.), 1951. — Sur des vases à Globigérines draguées au large de Sidi-Ferruch et du Chenoue (Algérie). — 70e Congrès de l'Ass. Fr. Av. Sc., Tunis, 1951, p. 159-162.

MURAOUR (P.), 1954 a. — Etude d'une vase prélevée à 700 m de profondeur, au large de la Baie de Castiglione. — « Recherches sur les fonds chalutables de la région d'Alger ». — Publ. *C.I.O.E.C.*, p. 123-132.

Source : MNHN, Paris

MURAOUR (P.), 1954 b. — Sur quelques sédiments dragués au large du littoral compris entre le Cap Djinet et l'embouchure de l'Oued Sebaon. « Recherches sur les fonds chalntables de la région d'Alger ». — Publ. *C. L. O. E. C.*, p. 91-107.

MURAOUR (P.), 1955. — Snr la présence de Pyrite de Fer dans les vases en cours de dépôts dans la zone bathyale supérieure en large de Tigbzirt. — *Comptes rendus somm. Soc. géol. France*, n° 13, p. 264-265.

MURAOUR (P.), 1956 a. — Etnde de sésimicité artificielle sons-marine (méthode sismique de réflexion) dans la Baie d'Alger. — *Bull. Soc. géol. France*, Paris, série 6, t. VII, p. 669.

MURAOUR (P.), 1956 b. — Contribntion à l'étude stratigraphique et sédimentologique de la Besse Kabylie. — *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, n° 7.

MURAOUR (P.), 1956 c. — Sédimeuts et sédimentation au large de la région située entre le cap Tédlès et la pointe de l'Aït-Raouna (Est de Tighzirt). — *Bull. Stat. Aquic. Pêches de Castiglione*, n° 8, p. 31-39.

NESTEROFF (W. D.), 1965. — Le problème des turbidites. Les données océanographiques moderues. — *Bull. Soc. géol. France*, Paris, série 7, t. VIII, p. 587-592.

NESTEROFF (W. D.) et LANCELOT (Y.), 1968. — Deux perfectiounements apportés an carottier à piston. — *Cah. Océanogr.*, XX^e^ année, n° 8, p. 675-682.

OLAUSSON (E.), 1960. — Description of sediment cores from the mediterranean Sea and the Red Sea. — *Rept. Swed. Deep. Sea Exped.*, vol. VIII, fasc. 3, p. 285-334.

OLAUSSON (E.), 1961. — Studies of Deep Sea Cores. — *Rept. Swed. Deep. Sea Exped.*, vol. VIII, fasc. 4, p. 335-341.

OLAUSSON (E.), 1967. — Climatological, Geoeconomical and Paleooceanographical Aspects on Carbonate Deposition. — *In* Progress in Oceanogr., vol. 4, Ed. M. Sears, Pergamon Press, p. 245-265.

OLAUSSON (E.), 1969 a. — On the Würm-Flandrian boundery in deep sea cores. — *Geologie en Mijnbouw*, vol. 48, fasc. 3, p. 349-361.

OLAUSSON (E.), 1969 b. — Le climat au Pleistocène et la circulation des océans. — *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, 2^e^ série, vol. XI, fasc. 3, p. 251-264.

OPPENHEIMER (C. H.), 1966. — Mariue Microbiology. — *In* Euclyclopedie of Oceanography, R. W. FAIRBRIDGE, Ed., Reinhold Publishing Corporation, p. 465-469.

PANNEKOEK (A. J.), 1969. — Uplift and subsidence in and aronud the Western Mediterranean since the Oligocene : a review. — Verbandelingen Kon-Ned. — *Geol. Mijnbouwk. Gen.*, vol. XXVI, p. 53-77. (Bibl. *in fine*).

PARKER (Fl.), 1958. — Eastern Mediterranean Foramiuifera. — *Rept. Swed. Deep Sea Exped.*, vol. 8, n° 4, p. 219-283.

PAUTOT (G.) et BELLAICHE (G.), 1968. — Sur la présence de niveaux à pyrite au sommet d'un dôme de la plaine abyssale ligure. — *Comptes rendus Acad. Sc.*, Paris, t. 267, p. 991-993.

PERRODON (A.), 1957. — Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale. — *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, n° 12, 328 p.

PETTERSSON (H.), 1947. — The Swedish Expedition to the Western Mediterranean April-May 1946. — *Bull. Inst. Océanogr. Monaco*, vol. 44, n° 919, p. 1-16.

PONCET (J.), 1959. — Existence de « formes festonnées » prélittorales en certains points de la côte algérienne. — Mise en évidence de « courants d'arrachements ». — *Cah. Océanogr.*, XI^e^ ann., n° 1, p. 32-37.

POWERS (M. *C.*) et KINSMAN (*B.*), 1953. — Shell accumulations in underwater sediments and tbeir relation to the thickness of the traction zone. — *Journ. Sedim. Petrol.*, vol. 23, p. 229-234.

RECH-FROLLO (N.), 1963. — Les couditions de formation de la glauconie en relation avec le flysch. — *Comptes rendus Acad. Sc.*, Paris, t. 257, p. 3011-3013.

RIVIÈRE (A.), 1944. — Sur les mètbodes granulométriques de sédimentation. — *Bull. Soc. géol. France*, Paris, série 5, t. XIV, p. 409-437.

RIVIÈRE (A.), 1951. — Etudes de sédimentologie littorele dn Laboratoire de Géologie du S. P. C. N., Paris. Proceedings of the Third International Congress of Sedimentology, p. 211-218.

RIVIÈRE (A.) et VERNHET (S.), 1953. — Influence des matières organiques sur la sédimentation des argiles. — Publ. XIX^e^ Congrès géol. Intern., Alger 1952, Sect. IV, fasc. 4, p. 105-108.

RIVIÈRE (A.), 1955. — Recherches récentes en océanographie littorale. Solution à qneiques problèmes tecbniques. — Mémoires et travaux de la Société hydrotechnique de France. *Houille Blanche*. Supplément an n°13/1955.

RIVIÈRE (A.), 1961 c. — Intervention à la note de B. CALLAME : Observetions sur les échanges par diffusion entre les sédiments et l'eau de mer qui les recouvre. — *In* Coll. C.N.R.S. *Océanogr. Géol. Géoph., Méditerranée occid.*, Villefranche-sur-Mer, 4-8 avril 1961, p. 87.

RIVIÈRE (A.), ARBEY (F.) et VERNHET (S.), 1961. — Remarques sur l'évolution et l'origine des structures de plage à caractère périodique. — *Comptes rendus Acad. Sc.*, Paris, t. 252, p. 767-769.

Source : MNHN, Paris

RIVIÈRE (A.) et VENNHET (S.), 1962. — Les structures de plage à caractère périodique et leur rôle dans la morphologie littorale. — *In* Coll. C.N.R.S., *Océanogr. Géol. Géoph. Méditerranée occid.*, Villefranche-sur-Mer, 4-8 avril 1961, p. 73-82.

ROS (J.), 1962. — Contribution à l'étude des substances « humiques » des vases marines. — *Ibid.*, p. 19-28.

ROS VINCENT (J.), 1966. — Contribución el studio de la matiera organica en los sedimentos marinos de la cuanca occidental del Mediterraneo. — *Bol. Inst. esp. Oceanogr.*, n° 127, 31 p.

ROSFELDER (A.), 1955. — Carte provisoire au 1/500 000 de la marge continentale algérienne. — Note de présentation. — *Publ. Serv. Carte géol. Algérie.* Travaux des collab., n° 5, p. 57-106, 6 fig. 1 pl., 1 carte h.t. et bibl. *in fine.*

ROSFELDER (A.), 1961. — Contribntion à l'analyse texturale des sédiments. — Thèse Fec. Sciences Alger. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie.* Travanx des collab., n° 11, 310 p.

ROUBAULT (M.), 1934. — La Kabylie de Collo. — *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2 série, n° 10, 1 vol., 272 p.

ROYER (L.), 1937. — Les terrains cristallophylliens des massifs d'Alger et de Grande Kabylie. — *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 5° série, n° 2, 1 vol., 80 p.

RUBIN (M.) et SUESS (H. E.), 1955. — U. S. Geological Survey radiocarbon dates. II. — *Sciences*, vol. 121, n° 3145, p. 481-488.

RYAN (W. B. F.), OLAUSSON (E.) et FAIRBRIDGE (R. W.), 1966. — Mediterrenean sea. — *In* The Encyclopedia of Oceanography, R. W. FAIRBRIDGE Ed., Reinhold Publishing Corporation, p. 490-498.

SADRAN (G.), 1958. — Les formations volcaniques tertiaires et quaternaires dn Tell oranais. — *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, n° 18, 1 vol., 533 p.

SCHEIDEGGER (A. E.) et POTTER (P. E.), 1965. — Textural studies of graded-bedding. — *Sedimentology*, n° 5, p. 289-304.

SHEPARD (F.), 1948. — Submarine geology. — New York, Harper's Geosciences, 1 vol., 348 p.

SHEPARD (F.), 1948. — Submarine Canyons. — Publ. XIX° Congr. géol. Intern., Alger, 1952, Sect. IV, fesc. 4, p. 127-149.

SHEPARD (F. P.) et CURRAY (J. R.), 1967. — Carbon 14 determination of sea level cbanges in stable areas. — *In* Progress in Oceanogr., Vol. 4, M. Sears Ed., Pergamon Press, p. 283-291.

SCHUSTER (J. M.), 1966. — Le littoral Languedoc-Ronssillon. — Recberche et analyse des facteurs géopbysiqnes de son évolution. — Dipl. Inst. Pbys. Globe de Strasbourg, 115 p. ronéo.

SOULEYRE (A.), 1921. — Les niveaux merins de la plaine de Bône, 52 p., Imp. Thomes, Bône.

STEARNS (C. H.) et THURBER (D. L.), 1967. — Th^{230}/U^{234} Dates of Late Pleistocene marine fossile from the Mediterranean and Marocan littorals. — *In* Progress in Oceanogr., vol. 4, M. Sears Ed., Pergamon Press, p. 293-305.

STRAKHOV (N. M.), 1958. — Méthodes d'étude des roches sédimentaires, t. I et II, trad. VATAN et PETRIESSON, *Ann. du B. R. G. M.*, n° 35.

THEODOROVITCH (G. I.), 1961. — Anthigenic minerals in sedimentary rocks. Consultents Bureau, New York, 1 vol., 120 p.

THIEBAUT (L.), 1949. — Qnatre années de prospection en Algérie (1942-1945). — *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 5° série, n° 2, 1 vol., 64 p.

TODD (R.), 1958. — Foraminifera from Western Mediterranean deep sea cores. — *Rept. Swed. Deep Sea Exped.*, vol. VIII, fasc. 3, p. 169-211.

TRASK (P. D.), 1932. — Origin aud Environment of Sonrce Sediments of Petrolenm. — Gulf. Publ. Co., Houston, Texas, 323 p.

VAN ANDEL (T. J. H.), 1955. — Sedimeuts of the Rhône Delta. II. Sonrces end deposition of heavy minerals. — *K. Med. Geol. Mijn. Genoot. Geol. Serv.*, 15, (3), p. 515-547.

VAN BEMMELEN (R. W.), 1969. — Origin of the western Mediterranean sea. *Verhandelingen Kon. Ned. Geol. Mijnbouwk. Gen.*, vol. XXVI, p. 13-52.

VATAN (A.), 1967. — Mannel de sédimentologie. Paris, Ed. Technip, 1 vol., 424 p., 54 fig., 63 pbotos.

VERGNAUD GRAZZINI (C.) et HERMAN ROSENBERG (Y.), 1969. — Etude paléoclimatique d'nne carotte de la Méditerranée orientale. — *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, 2° série, vol. XI, fasc. 3, p. 279-292.

VERNHET (J.), 1955. — Influence de faibles courbures du littoral sur l'érosion des rivages sableux, interprétation de l'allure sinueuse de caractère plus ou moins périodique du trecé des grandes plages. — *Comptes rendus Acad. Sc.*, Paris, t. 240, p. 336-339.

ZEUNER (F. E.), 1961. — Criteria for the determination of mean sea level for Pleistocene shoreline features. — *Quaternaria*, t. 5, p. 143-147.

R. SCOU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

ANNEXE

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

PLANCHES XIII A XXII

BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source : MNHN, Paris

PLANCHE XIII

Vues au microscope électronique à balayage de la fraction aleuritique fine ($2\,\mu < \varnothing < 25\,\mu$) dans quelques boues profondes.

Fig. 1. — (× 1 760). Niveau à la base de la carotte **C.T.3.** Ensemble de Coccolithes et de débris divers avec au centre *Scyphasphaera sp.* (teneur en $CaCO_3$ de la fraction examinée : 50 %).

Fig. 2. — (× 1 760). Niveau à — 1,80 m de la carotte C.T.3. Coccolithes (*E. Huxleyi, Gephyrocapsa oceanica...*) lamelles d'argiles (ou de micas) et débris divers. (Teneur en $CaCO_3$ de la fraction examinée : 50 %).

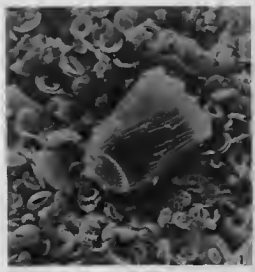
Fig. 3. — (× 1 760). Niveau à — 3,60 m de la carotte C.1. Géomède 1. Coccolithes (*Gephyrocapsa oceanica*), lamelles d'argiles ou de micas... (teneur en $CaCO_3$ de la fraction examinée : 43,6 %).

Fig. 4. — (× 1 900). Niveau à — 4 m de la carotte C.4. Géomède 1. Coccolithes avec *Coccolithus leptoporus*, minéraux phylliteux et divers (teneur en $CaCO_3$ de la fraction examinée : 35 %).

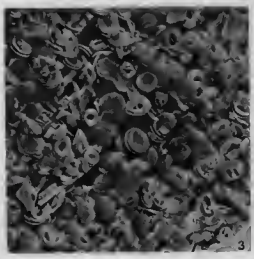
Fig. 5. — (× 4 200). Même niveau que précédemment. Coccolithes avec *Coccolithus huxleyi* et *Rhabdosphaera oceanica*, débris non identifiés.

Fig. 6. — (× 1 760). Niveau à — 6,10 m de la carotte C.4. Géomède 1. La fraction aleuritique fine d'une passée sablonneuse mince (teneur en $CaCO_3$ de la fraction examinée : 30 %).

Source : MNHN, Paris


1

2


3

4

5

6

BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source : MNHN, Paris

PLANCHE XIV

Figures 1, 2, 3, 4, vues au microscope électronique à balayage de la fraction aleuritique fine dans quelques boues profondes.

Figures 5 et 6, *Globorotalia hirsuta aemiliana.*

Fig. 1. — (× 1 150). Niveau à — 5,10 m de la carotte C.4. Géomède 1 (Boue argilo-calcaire). Coccolithes et débris de Coccolithes et phyllites... (teneur en $CaCO_3$ de la fraction examinée : 40 %).

Fig. 2. — (× 1 980). Niveau à — 2 cm de C.4 Géomède 1. Coccolithes et divers (teneur en $CaCO_3$ de la fraction examinée : 30 %).

Fig. 3. — (× 1 825). Fraction aleuritique fine des boues calcaréo-argileuses de la vallée de La Galite (n° 561). Coccolithes et débris de Coccolithes, phyllites et débris divers (teneur en $CaCO_3$ de la fraction analysée : 50 %).

Fig. 4. — (× 1 825). Fraction aleuritique fine des vases calcaires à l'Est du banc de « L'Emile Baudot » (Baléares) (teneur en $CaCO_3$ de la fraction analysée : 60 %).

Fig. 5. — (× 130). *Globorotalia hirsuta aemiliana* (Colalongo et Sartoni), face centrale. (Détermination, H.M. Bolli).

Fig. 6. — (× 130). *Globorotalia hirsuta aemiliana* (Colalongo et Sartoni), la bouche.

Source : MNHN, Paris

BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source : MNHN, Paris

PLANCHE XV

Vues au microscope électronique à balayage de l'état de surface de quelques grains de quartz.

Fig. 1. — (× 480). Surface d'un grain de quartz subsphérique, mat (rond-mat de Cailleux), provenant d'un sable de dune. Figures de percussion.

Fig. 2. — (× 500). Une figure de percussion en demi-lune d'un grain de quartz « *rond-mat* » d'un sable de dune. Cette figure est sans doute à mettre en relation avec la cassure conchoïdale du quartz.

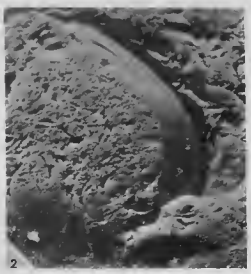
Fig. 3. — (× 200). Etat de la surface d'un grain de quartz très arrondi, fortement « *picoté* » et d'aspect peu « *luisant* » (sable de plage).

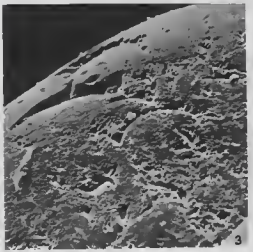
Fig. 4. — (× 500). Détail d'une figure de percussion du même grain. Cette dernière est nettement arasée par rapport au cas précédent alors que la surface du grain a subi un polissage important.

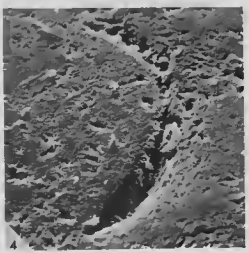
Fig. 5. — (× 400) et *Fig. 6* (× 1 825). Etat de la surface d'un grain de quartz subsphérique, d'aspect « *luisant* » (émoussé-luisant de Cailleux). La surface du grain est polie et on ne trouve plus que la trace de figures de percussion en demi-lune, même à fort grossissement.

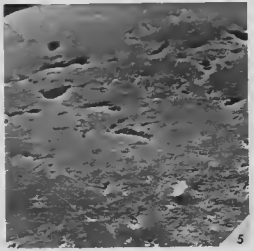
Source : MNHN, Paris

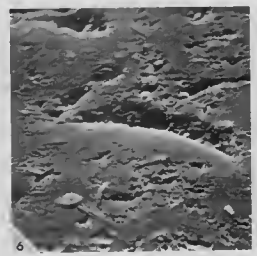
1


2


3


4


5


6

BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source : MNHN, Paris

PLANCHE XVI

Vues au microscope électronique à balayage de l'état de surface de grains de quartz, zircon et tourmaline.

Fig. 1. — (× 1 590). Surface polie d'un grain de quartz arrondi, d'aspect luisant. Trace d'une figure de percussion en demi-lune.

Fig. 2. — (× 370). Surface très dépolie, à fort relief, d'un grain de quartz « rond-mat ». Les figures de percussion sont vraisemblablement très récentes.

Fig. 3. — (× 350). Un zircon très arrondi à surface dépolie.

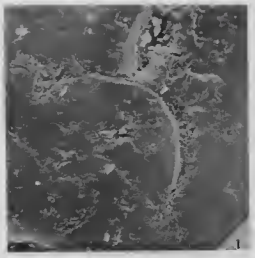
Fig. 4. — (× 150). Un fragment de prisme de tourmaline brune, très arrondi, à surface dépolie.

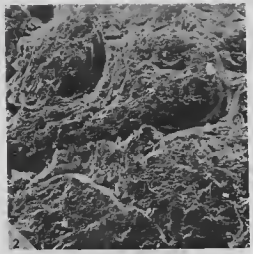
Fig. 5. — (× 1 590). Détail de la surface du zircon.

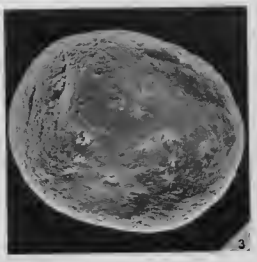
Fig. 6. — (× 1 430). Détail de la surface du grain de tourmaline brune.

La surface de ces deux minéraux porte vraisemblablement la trace de chocs à l'origine de leur usure mais on ne retrouve pas les figures de percussions typiques du quartz.

Source : MNHN, Paris

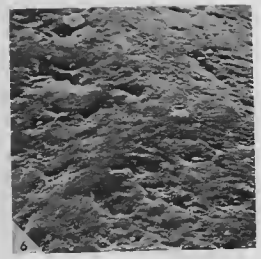

1


2


3

4

5


6

BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source : MNHN, Paris

PLANCHE XVII

Vues au microscope électronique à balayage de quelques aspects morphologiques de néogenèses pyriteuses.

Fig. 1. — (× 175). Un Foraminifère (*Orbulina universa*) rempli de pyrite et enrobé dans un amas de grains de pyrite coalescents (diamètre moyen des grains : 25 µ).

Fig. 2. — (× 440). Amas de grains de pyrite coalescents emprisonnant un cristal.

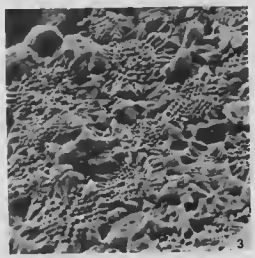
Fig. 3. — (× 1 825). Vue d'une section obtenue par cassure d'une brindille (fragment de branche d'arbuste) totalement pseudomorphosée par de la pyrite (chalcopyrite ?). Les structures nettement visibles sont vraisemblablement les vaisseaux du bois.

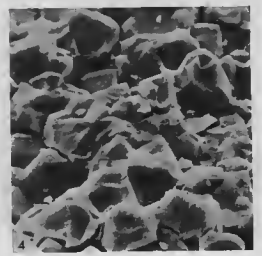
Fig. 4. — (× 1 750). Vue de la cassure d'un remplissage pyriteux de Ptéropode. La structure de ce remplissage est pseudo-cristalline.

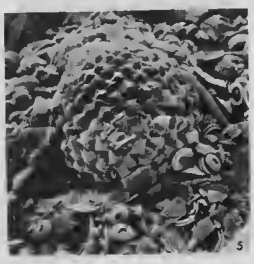
Fig. 5. — (× 1 590). Sphérule de micro-cristaux de pyrite ou pseudomorphose pyriteuse ?

Fig. 6. — (× 3 970). Détail de la vue précédente.

Source : MNHN, Paris







BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source : MNHN, Paris

PLANCHE XVIII

Structure des sédiments.
Projection de lames minces obtenues par induration des boues et passées sablonneuses (turbidites).

Fig. 1. — (× 4,8). Passées sablonneuses au niveau — 2,65 m de la carotte C.A. Géomède 1. Dépôts pélagiques typiques (sédimentation continue) : boues argilo-siliceuses contenant quelques Foraminifères (partie inférieure de la figure) recouverte par un lit sablonneux épais, feuilleté, qui passe progressivement (en haut de la figure) à un sédiment plus argileux à grains de plus en plus fins. A noter, au sein des passées sablonneuses, un fragment lenticulaire de dépôts pélagiques typiques, vraisemblablement remanié, et provenant de formations identiques aux boues sous-jacentes.

Fig. 2. — (× 4,8). Passées sablonneuses au niveau — 1,86 m de la carotte C.A. Géomède 1. Lits sablonneux feuilletés à « *grano-classement* » plus ou moins apparent, reposant sur une boue fine très argileuse et sur un niveau à Foraminifères qui s'intercale et semble se terminer en biseau.

Fig. 3. — (× 4,8). Contact entre une boue très fine et une passée sablonneuse litée qui la recouvre dans la carotte C.T. 4.

Fig. 4. — (× 4,8). Deux lits sablonneux assez riches en argiles de la carotte C.T. 9. Ils recouvraient un niveau à Foraminifères dont on distingue quelques fragments à la base de la figure.

Source : MNHN, Paris

1

2

3

4

BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source : MNHN, Paris

PLANCHE XIX

Structure des sédiments.
Projections de lames minces obtenues par induration de boues et passées sablonneuses (turbidites).

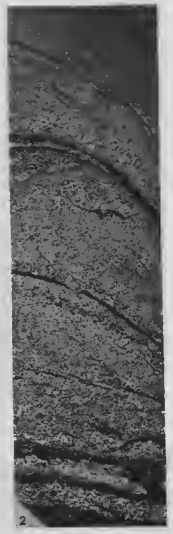
Fig. 1. — (× 4,8). Passée sablonneuse au niveau — 3,72 m de la carotte C.4. Géomède 1. Les boues argilo-siliceuses (dépôts pélagiques typiques) sont recouvertes par un lit sablonneux feuilleté à la base, qui passe au sommet, par l'intermédiaire de dépôts « *re-sédimentés* », aux sédiments pélagiques typiques.

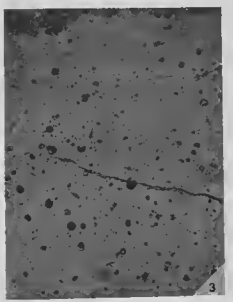
Fig. 2. — (× 4,8). Niveau à 3 m de la carotte C.4. Géomède 1. Couche sablonneuse très épaisse passant progressivement (en haut de la figure) aux boues argilo-siliceuses.

Fig. 3. — (× 4,8). Niveau à — 1,20 m de la carotte C.4. Géomède 1. Dépôts pélagiques typiques (boues argilo-siliceuses) à Foraminifères disséminés sans ordre ni classement apparent. Ce dépôt est recouvert par un lit à Foraminifères dont on distingue la partie inférieure en haut de la figure.

Fig. 4. — (× 4,8). Niveau à 0,54 m de la carotte C.4. Géomède 1. Lit sablonneux mince en « *grano-classement* » dans les dépôts « *re-sédimentés* » sus-jacents.

Source : MNHN, Paris





BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source : MNHN, Paris

PLANCHE XX

Structure des sédiments.

Projections de lames minces obtenues par imprégnation de sédiments récents et de marnes bleues miocènes.

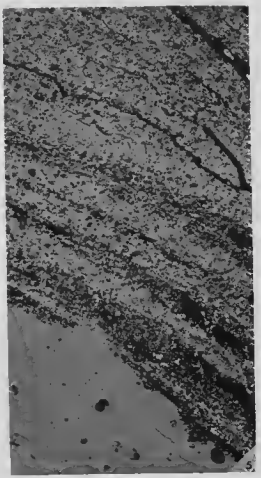
Fig. 1. — (× 4,8). Structure d'un banc gréseux dans les marnes bleues miocènes d'Aïn Taya (Algérois). A des marnes très fines (base de la figure) partiellement recouvertes par des Foraminifères, fait suite un niveau gréseux fin et un autre plus grossier.

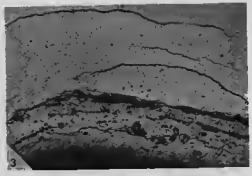
Fig. 2. — (× 4,8). Structure d'un banc gréseux dans les marnes bleues d'Aïn Taya. Même succession que précédemment. Le « *grano-classement* » apparaît nettement dans le niveau gréseux plus grossier.

Fig. 3 et 4. — (× 4,8). Autres aspects de quelques turbidites de la carotte C.4. Géomède 1. (niveau à — 1,10 m). Les boues argilo-siliceuses (ex. : Fig. 3, pl. 19) non représentées sur la figure, sont recouvertes par un lit à Foraminifères et Ptéropodes surmonté sans transition par un niveau sablonneux fin. Ce dernier s'appauvrit progressivement en sablon vers le haut et passe insensiblement aux boues argilo-siliceuses sus-jacentes.

Fig. 5. — (× 12,7). Vue agrandie d'une partie de la figure 1, pl. 18. Contact entre dépôts de sédimentation continue et de sédimentation spasmodique. Détail du feuilletage de la passée sablonneuse.

Source : MNHN, Paris





BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source : MNHN, Paris

PLANCHE XXI

Structure des sédiments.

Vue agrandie de la figure 2, Pl. 18 (× 12,7).

Les différences de structure entre les dépôts mis en place par les deux modes de sédimentation (continu et spasmodique) sont nettement visibles.

Les boues argilo-siliceuses à grains très fins sont homogènes.

Les éléments figurés de la couche sablonneuse sont statistiquement orientés et donne un aspect lité.

Les tests du biseau riche en restes de microfaune sont emballés dans une boue très fine.

Source : MNHN, Paris

BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source : MNHN, Paris

PLANCHE XXII

Structure des marnes bleues miocène d'Aïn Taya.

Vue agrandie d'une partie de la figure 2, pl. 20 (× 12,7).

Sur le niveau finement gréseux de la partie inférieure de la figure repose une marne à grains nettement plus grossiers et Foraminifères, lesquels se raréfient vers le haut et semblent même totalement disparaître.

Les variations de structure dans les marnes bleues d'Aïn Taya et dans les sédiments récents, avec notamment le « *grano-classement* », sont comparables.

Source : MNHN, Paris

BIBL DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source : MNHN, Paris

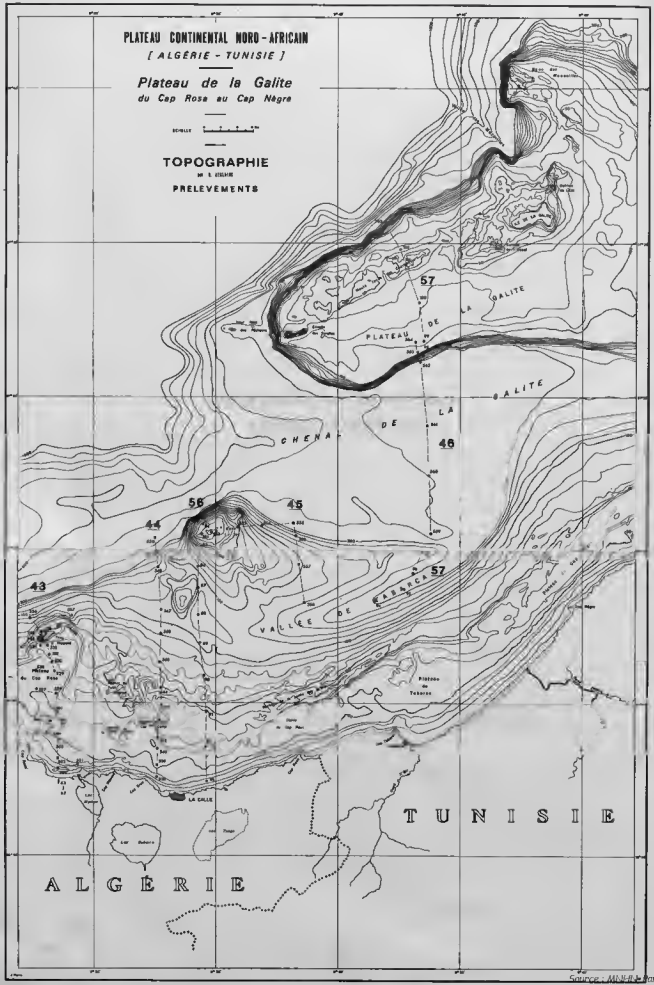
Source : MNHN, Paris

CARTES DE LOCALISATION DES PRÉLÈVEMENTS

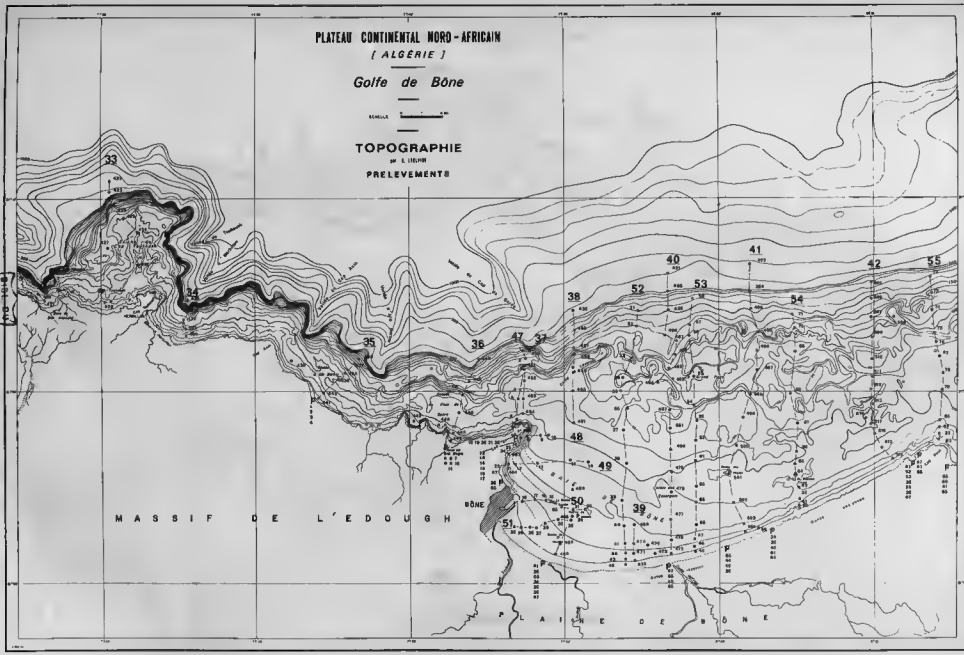
BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source : MNHN, Paris

CARTE I



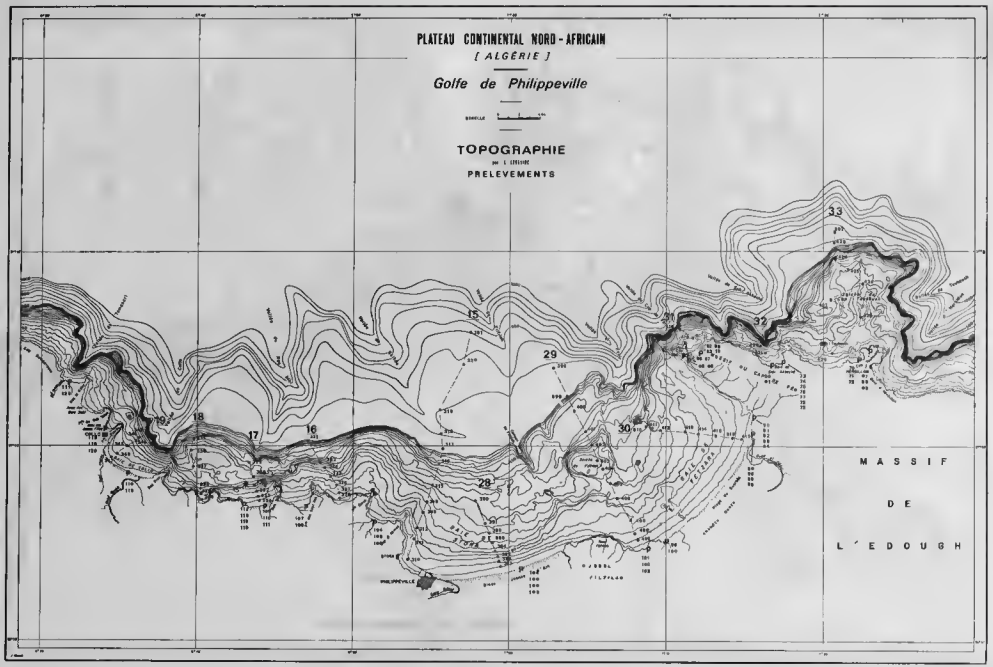
Source : MNHN Paris



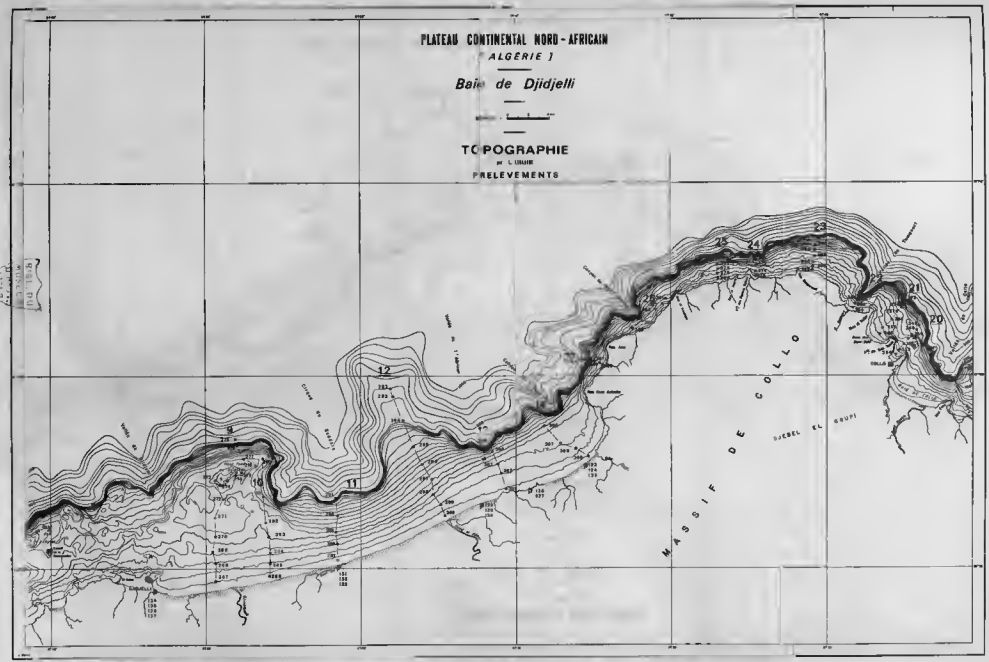
CARTE II

Source : MNHN, Paris

CARTE III

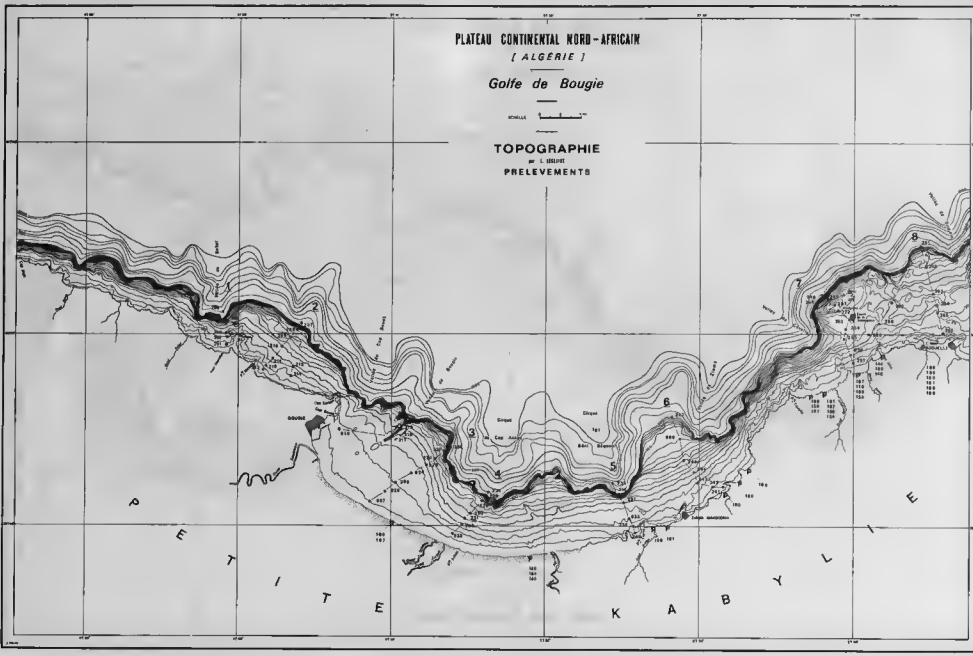


Source : MNHN, Paris

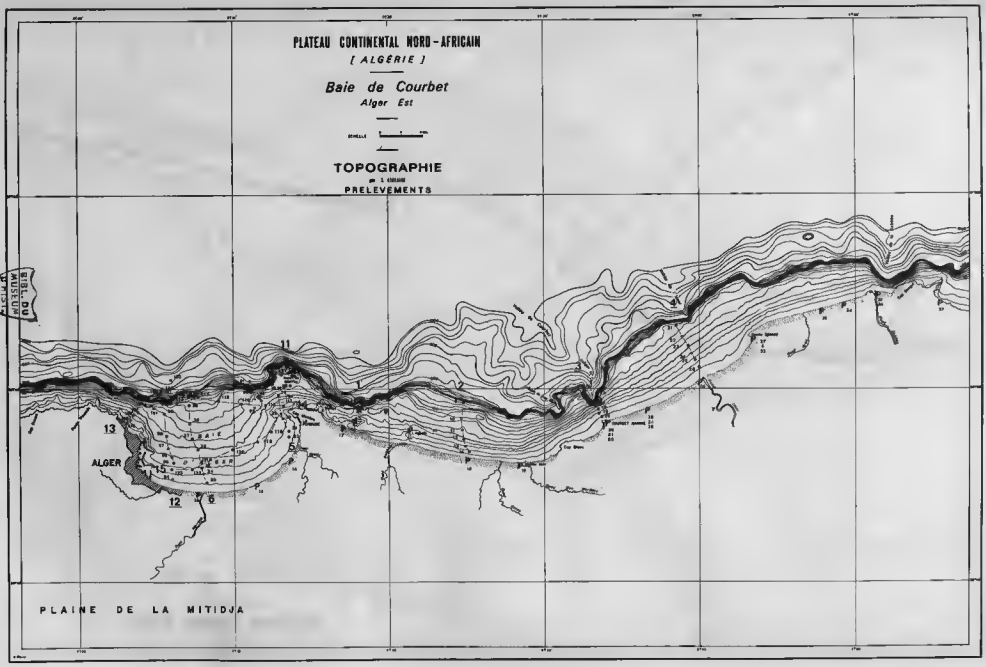


CARTE IV

Source : MNHN, Paris



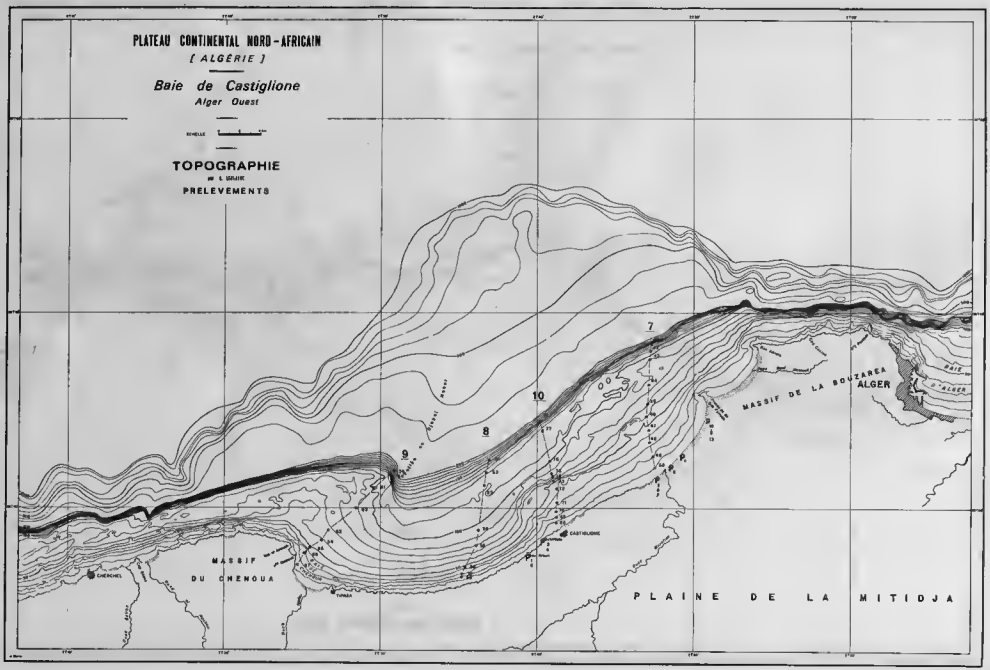
Source : MNHN, Paris



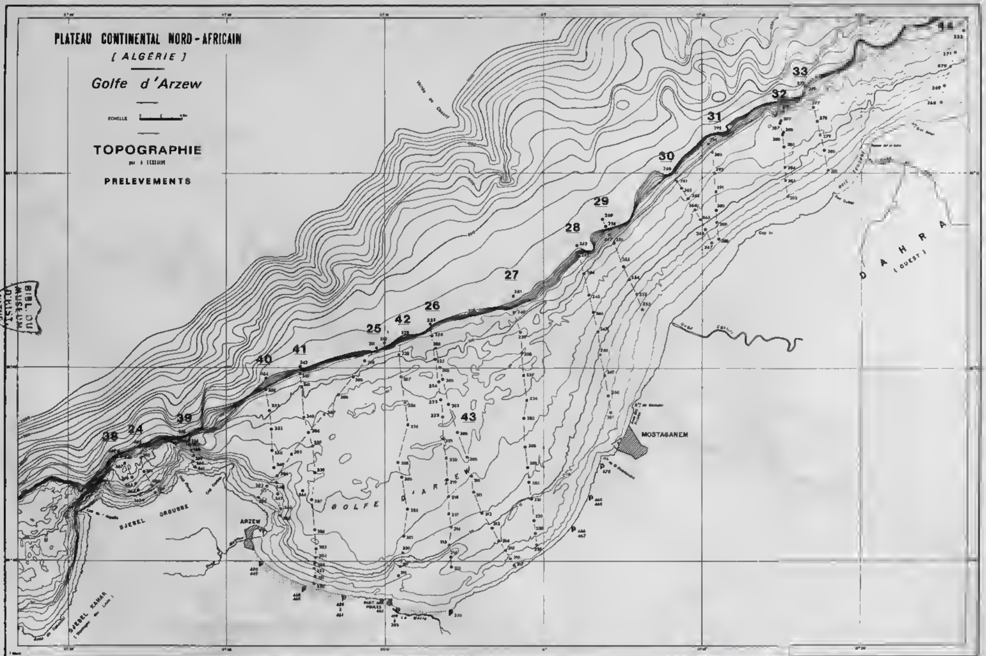
CARTE VI

Source : MNHN, Paris

CARTE VII



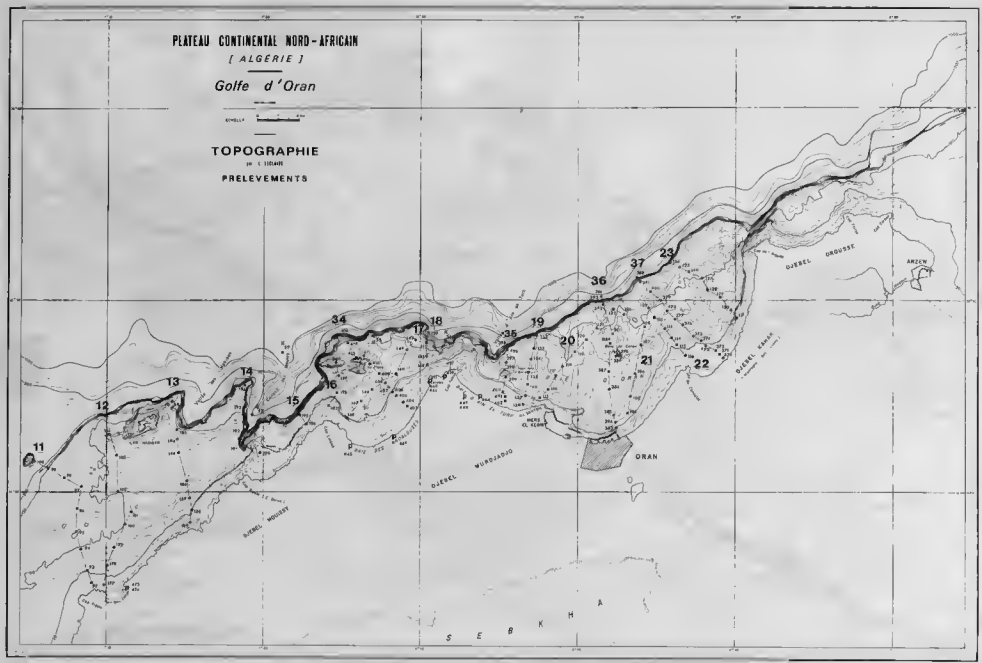
Source : MNHN, Paris



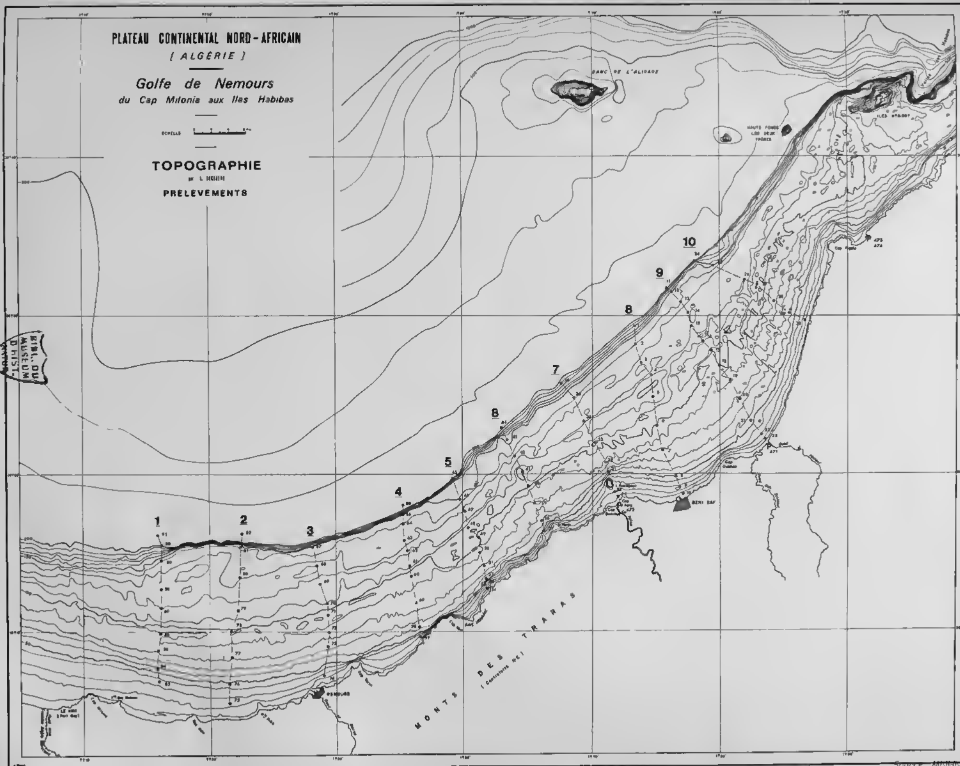
BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source : MNHN, Paris

CARTE IX



Source : MNHN, Paris



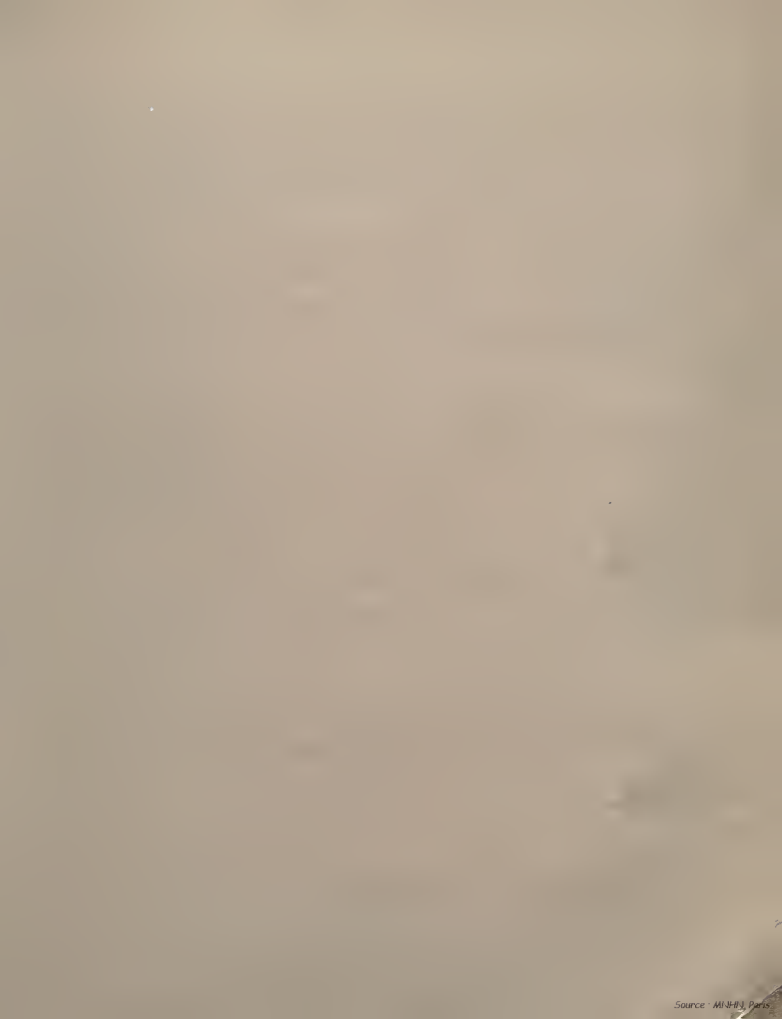
BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source : MNHN, Paris

IMPRIMERIE NATIONALE

15640156

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

18 SEPT. 1972
JR

Source : MNHN, Paris